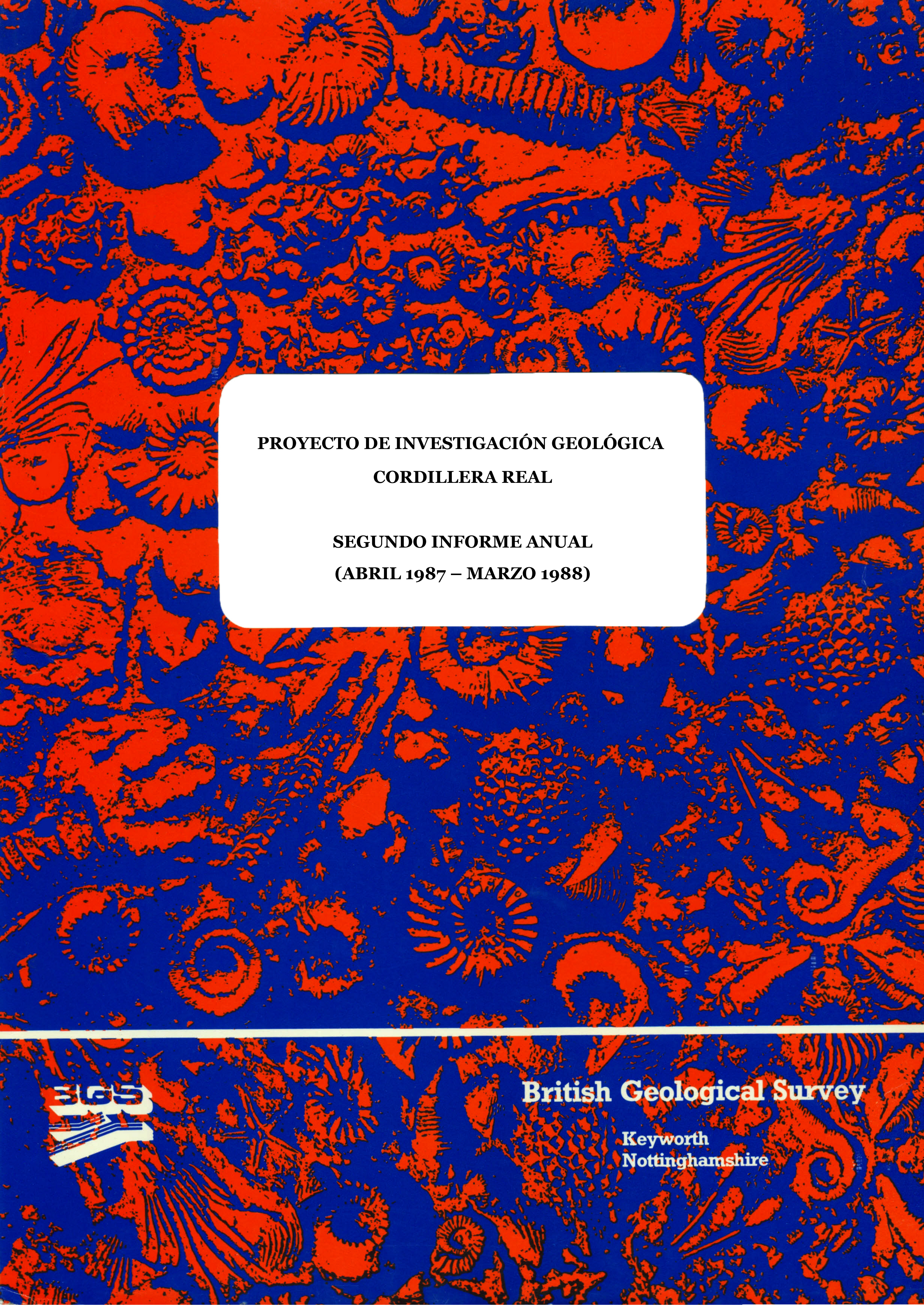


PROYECTO DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA
CORDILLERA REAL
SEGUNDO INFORME ANUAL
(ABRIL 1987 – MARZO 1988)
British Geological Survey
Keyworth
Nottinghamshire

Overseas Development Administration,
Foreign and Commonwealth Office,
United Kingdom of Great Britain
and Northern Ireland

Ministerio de Energía y Minas,
República del Ecuador

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN GEOLÓGICA CORDILLERA REAL

SEGUNDO INFORME ANUAL (ABRIL 1987 – MARZO 1988)

recopilado por

M. Litherland BSc, PhD, MIMM

Geología por	:	J. A. Aspden M. Litherland	R. Bermúdez A. F. Viteri S.
Geoquímica por	:		S. Naveda R., F. Guevara G., C. Toscano C., P. Jara P., R. Buitrón A., S. Salvador A., M. López M.
Estudios de inclusiones fluidas	:	T. J. Shepherd	
Geocronología por	:	C. C. Rundle	
Producción del informe	:		V. Endara C.
		BRITISH GEOLOGICAL SURVEY, UK	INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA, QUITO, ECUADOR

Estudios adicionales: R. Ixer (Univ. de Aston), M. P. Atherton (Univ. de Liverpool) y P.J. Williams (Univ. de Londres)

CONTENIDO

PÁGINA

TABLAS

FIGURAS

MAPAS

* Además de la edición de este Informe Anual, los Apéndices en inglés fueron traducidos al español.

Stalyn Paucar
(stalyn314paucar161@outlook.es)
Quito, 21 de noviembre de 2021

RESUMEN

Este informe resume el trabajo llevado a cabo desde abril 1987 a marzo 1988, bajo el Proyecto de Investigación Geológica de la Cordillera Real, un programa bilateral de cooperación técnica (ODA-INEMIN). Incluye y resume los resultados del trabajo de campo y análisis de laboratorio; estudios de minerales pesados, petrográficos, inclusiones fluidas y de geocronología de Rb-Sr, llevados a cabo durante este periodo.

El trabajo geológico realizado se ha concentrado en tres sectores del complejo metamórfico de la Cordillera Real: la faja Occidental entre Riobamba-Penipe y Cuenca-Paute; el complejo metamórfico entre el Río Paute y la frontera con Perú. Mapas geológicos a escala 1:250000 se incluyen para estos tres sectores, al igual que los mapas de geotravesías a escala 1:50000.

En la faja Occidental, probablemente de edad Mesozoica, las divisiones litológicas de rumbo Andino del complejo metamórfico, identificadas en el Primer Informe Anual, han sido mapeadas a lo largo del rumbo. Al oeste, las divisiones de Guasuntos, Guamote y Cebadas son sedimentos continentalmente derivados, sobrecorridos al Oeste en ángulos bajos sobre una placa continental, presumiblemente la Chaucha-Arenillas. Estos se encuentran bordeados al este a lo largo de la falla Peltetec, por un mélange ofiolítico con fuerte buzamiento, la división Peltetec, seguida más al este por sedimentos y andesitas de ante-arco (división Maguazo) y por andesitas y sedimentos de arco de isla (división Alao-Paute), hasta el frente Baños. La falla Peltetec y otras fallas de “colisión”, se manifiestan como estructuras cenozoicas debido a su reactivación tardía.

En las fajas Central y Oriental, al este del frente Baños, se han realizado estudios extensivos entre los ríos Papallacta y Pastaza, y entre el Río Paute y la frontera con Perú. A lo largo de la faja Central las rocas más antiguas pertenecen al complejo de basamento de Sabanilla de probable edad Precámbrica. Metasedimentos fanerozoicos más jóvenes ocurren al sur en forma de la división semi-pelítica filítica de Loja, mientras que más al norte, estos pasan a esquistos y paragneis de más alto grado con componentes metavolcánicos. Existen indicios de que algunas de estas rocas podrían ser seguidas hasta secuencias volcano-sedimentarias de la faja Subandina oriental, cortada por la división plutónica subandina (Zamora-Abitagua), datada por Rb-Sr como de edad Triásico Superior a Jurásico Medio. Dentro de la faja Central, inmediatamente al este del frente Baños, una cadena de metagranitos tipo-“S” (de colisión) ha sido mapeada, el conjunto de Tres Lagunas, el que en muchos lugares presenta granos de cuarzo azul y megacristales de feldespato potásico ahumados.

La estructura de la faja Central se manifiesta al norte por capas de sobrecorrimiento de escala mayor que comprenden, primeramente, rocas de skarn, rocas ofiolíticas y granitos del conjunto Tres Lagunas. La secuencia carbonática oriental de Cerro Hermoso no se encuentra involucrada en este sobrecorrimiento. Es posible que la faja de sobrecorrimiento represente un transporte al este de la sutura de colisión Peltetec. Hacia el sur, se han registrado fajas de foliación plana. La estructura de la faja Oriental se complica por la sobreimpresión del corrimiento terciario de fuerte ángulo lo que involucra las formaciones Cretácicas del Oriente.

Con respecto al potencial mineral de la Cordillera Real, se han observado nuevas indicaciones minerales y se pueden proponer las siguientes fajas minerales:

(a) La faja ofiolítica de Peltetec: existen indicios/informes de mineralización de Au, Ag, Ni, Cu, Zn, Mn y Cr.

(b) El complejo máfico ígneo de Tampanchi: es un cuerpo compuesto dominantemente de clinopiroxenita/hornblendita, dentro de la división Alao-Paute con evidencia de texturas cumuláticas. Podría ser el primer complejo máfico ígneo bandeado reconocido en el Ecuador. Su identificación ha precipitado el interés de compañías mineras, las que informan la presencia de Au y Pt. Se deberá llevar a cabo prospección para minerales "tipo Bushveld".

(c) La faja polimetálica de Altar-San Bartolomé: está compuesta de ocurrencias nuevas y ya conocidas de Cu-Zn-Pb-Ag subyacidas por la división metavolcánica Alao-Paute, con mineralización dentro de las rocas metamórficas o en unidades cenozoicas volcánicas/subvolcánicas a lo largo de fallas de colisión reactivadas.

(d) La faja de oro de Collay-Shincata: está basada en ocurrencias aluviales nuevas y ya conocidas. Se piensa que la fuente de oro se encuentra estructuralmente relacionada a la faja de milonitas del frente Baños (7 km de ancho) y/o a su control estructural en la actividad cenozoica volcánica/subvolcánica.

(e) La faja de estaño-tungsteno de Tres Lagunas: existe la probabilidad de que mineralización Sn-W se relacione al conjunto granítico de colisión tipo-"S" de Tres Lagunas en Saraguro y en la Mina Peggy. Ya que esta unidad se extiende a lo largo de toda la Cordillera Real existe por lo tanto la posibilidad de una faja "tipo-Malaya" de granitos de estaño en el Ecuador.

(f) La faja de skarn/ofiolita de los Llanganates: un nuevo campo de skarn (El Placer) ha sido identificado en los Llanganates, y hacia el norte existen ocurrencias de ofiolita/skarn. Todas las indicaciones muestran que estas rocas se encuentran en forma de capas de sobrecorrimiento. Los resultados para oro, obtenidos en el campo de skarn de El Placer son pobres, y el potencial metalífero de esta región requiere de estudios posteriores.

(g) La faja de oro Subandina: se la conoce a partir de rocas (por ejemplo, Nambija) y de depósitos de placeres. Los estudios demuestran que esta faja se encuentra espacialmente y quizá también metalogenéticamente relacionada a la división volcano-plutónica subandina, una faja de plutones y rocas asociadas volcánicas y sub-volcánicas, la que tiene un rumbo desde Zamora hasta el granito de Abitagua.

Fuera de la Cordillera Real, en un viaje a la provincia de El Oro, se descubrió una faja de ofiolitas de 5 km de ancho, en el Río Palenque al sur de Pasaje. Actividades llevadas a cabo posteriormente por compañías mineras informan de ríos que llevan oro.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Naturaleza de este informe

Éste es el segundo de una serie de Informes Anuales sobre el Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real: un proyecto de cooperación técnica bilateral entre los Gobiernos de Ecuador (Instituto Ecuatoriano de Minería-INEMIN: Ministerio de Energía y Minas) y el Gobierno del Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte (Overseas Development Administration-ODA) el que comenzó en marzo, 1986. Los geólogos de Cooperación Técnica pertenecen al British Geological Survey (BGS). Este informe cubre el periodo entre abril 1987 a marzo 1988.

Los objetivos del proyecto son estudiar las rocas metamórficas de la Cordillera Real del Ecuador, para poder aclarar su naturaleza, estructura, relaciones y mineralización, pudiendo así descubrir los patrones de metalogénesis y proveer de una base científica para estimar el potencial mineral, y de esta manera tener una base de datos para promover la industria minera ecuatoriana.

Si se requieren detalles de los antecedentes, personal, topografía, drenaje, clima, vegetación, población, accesos, mapas topográficos, imágenes, trabajos geológicos previos e historia minera, el lector deberá referirse al primer informe anual (Litherland, 1987).

1.2 El programa de trabajo abril 1987 – marzo 1988

En el primer informe anual se describió los resultados de varias geotravesías a través de la Cordillera Real utilizando la metodología descrita en (Litherland, 1987) para la recolección de datos científicos. Estas geotravesías indicaban ciertas unidades geológicas, tales como la división de las rocas metamórficas de la Cordillera Real en las fajas (geotectónicas) Occidental, Central y Oriental. Las ocurrencias minerales estuvieron tentativamente relacionadas a los procesos geológicos dentro de una faja específica. A la luz de estos descubrimientos preliminares el siguiente programa de trabajo (Fig. 1) fue planeado y llevado a cabo en la Cordillera Real utilizando la misma metodología. Además, se llevó a cabo un programa geocronológico de recolección de muestras, y se realizó un viaje de reconocimiento a la provincia metamórfica de El Oro. También se tomó en cuenta el trabajo de laboratorio dentro y fuera del convenio.

1.2.1 La faja Oriental entre Riobamba-Penipe y Cuenca-Paute

Este sector (Mapa 1) fue investigado por Litherland y Bermúdez en julio-agosto 1987. Las divisiones litológicas anotadas en Litherland (1987) y que tienen relación con tectónicos de colisión, fueron seguidas a través de esta faja (Mapa 1). La región es relativamente fácil para el acceso en vehículo y se piensa que el Proyecto ya ha efectuado suficientes estudios de reconocimiento en esta área como para tener un grado de entendimiento geológico de acuerdo con los objetivos del mismo.

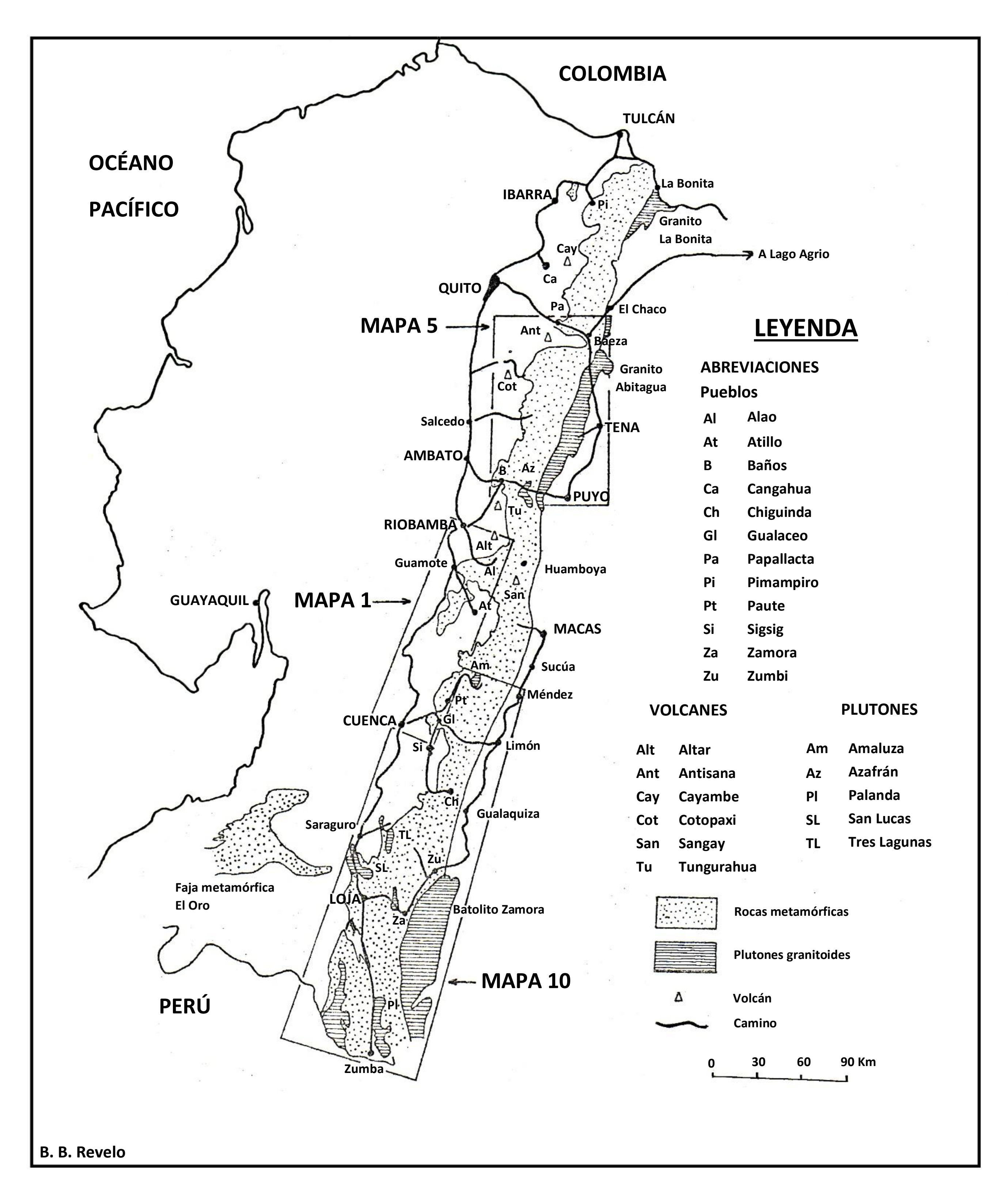


FIGURA 1 Áreas de trabajo del Proyecto 1987-1988 indicando los mapas regionales escala: 1:250000 respectivos. Geología según Baldock (1982).

1.2.2 La faja Central entre los Ríos Papallacta y Pastaza

Este sector de la compleja faja Central fue visitado tres veces durante el primer año de estudios; a lo largo del camino Papallacta-Baeza (Río Papallacta), a lo largo del camino Baños-Puyo (Río Pastaza) y aguas abajo en el Río Mulatos. El acceso al área es sumamente difícil y las travesías invariablemente están acompañadas del mal tiempo. Se decidió estudiar esta área en particular con mayor detalle por dos razones: (a) la geotravesía en el Río Mulatos encontró bloques de skarn y serpentinita de interés geológico y económico; y (b) geotravesías posteriores al norte del Río Papallacta no podían ser consideradas seriamente debido al gran daño que ocasionó el terremoto del 5 de marzo de 1987 a lo largo de la zona Subandina.

Así, entre octubre 1987 y enero 1988, Litherland y Bermúdez llevaron a cabo tres travesías a pie: (a) una geotravesía de reconocimiento al este del Río Antisana (sur del volcán Antisana); (b) una travesía de seguimiento para encontrar la fuente de los bloques de skarn del Río Mulatos; y (c) una geotravesía de reconocimiento desde El Triunfo hasta Cerro Hermoso, la mayor elevación de los Llanganates.

Además de estas travesías, el Dr. Litherland fue en un viaje en helicóptero al Río Chalupas, auspiciado por B.P. Minerals International.

Estas cuatro excursiones de campo han proporcionado nueva información a aproximadamente 20 km de espaciamiento entre los Ríos Papallacta y Pastaza (110 km), proporcionándonos una visión dentro de las nuevas e interesantes posibilidades geológicas y minerales. Estudios posteriores del Proyecto se requerirán dentro de esta área para establecer una imagen definitiva.

1.2.3 Las fajas central y Occidental entre el Río Paute y la frontera peruana

En el primer año se estudió este sector de Paute a Méndez y a lo largo de los caminos Cuenca-Limón, Loja-Zamora y Loja-Zumba. Luego se planearon y llevaron a cabo travesías más amplias durante el periodo en cuestión para poder comprender totalmente la geología de la compleja faja Central y el potencial mineral de este conocido sector de mineralización aurífera (Mapa 10). Así entre agosto 1987 y febrero 1988, Aspden y Viteri llevaron a cabo las siguientes geotravesías: Oña-28 de Mayo; Sigsig-Río Santa Bárbara; Gima-Chiguinda-Gualaquiza; Sevilla de Oro-Copal; Chorro Blanco-Collay; Santa Rosa-Chorro Blanco; Collay-Quebrada Esmeraldas; Santa Teresita-Río Arenillas, Laguna Maylas-Río Pilares-La Merced; Zumba-Río San Francisco; Valladolid-Porvenir; Loja-San Lucas; y estudios por la margen de la cuenca Malacatos. Estos estudios fueron realizados por caminos y trochas y en áreas sin comunicación.

Estos estudios son la base para el conocimiento de la geología y del potencial mineral de este sector.

1.2.4 El primer programa geocronológico del Proyecto

Durante mayo y junio, 1987, el Dr. C. C. Rundle (de la hasta entonces Unidad Geológica Isotópica, British Geological Survey), acompañado por el Dr. Aspden y los Ings. Bermúdez o Viteri, estuvieron vinculados a un amplio programa de muestreo geocronológico de la Cordillera Real, en particular de las unidades plutónicas y meta-plutónicas. El programa fue llevado a cabo a lo largo de caminos o vías carrozables utilizando dinamita en los lugares donde no se pudo obtener muestras frescas sólo con martillo. Las muestras fueron trituradas y separadas en los laboratorios de INEMIN (Chillogallo). 180 muestras de rocas (aproximadamente 1000 kg) se recolectaron para análisis por los métodos Rb-Sr (98 muestras), el método K-Ar (74 muestras) y el método Sm-Nd (8 muestras). Esto representó el primer programa geocronológico sistemático para utilizar el método Rb-Sr en el Ecuador.

Detalles del programa de muestreo y de los resultados geocronológicos se dan en el Apéndice 3.

1.2.5 Viaje geológico de reconocimiento a la Provincia de El Oro

Este fue llevado a cabo para poder examinar las rocas metamórficas de esta provincia para permitir que el personal del Proyecto tenga una visión nacional de todas las rocas metamórficas expuestas en el Ecuador. La interpretación regional tiene una importancia particular, como se dijo en el informe de Litherland (1987), envolviendo la relación de las dos provincias metamórficas (El Oro y Cordillera Real) en la interpretación de la Deflexión Huancabamba (regional). Detalles de la geología y las interpretaciones locales y regionales se dan en los Apéndice 8 y 9.

1.2.6 Estudios petrográficos

Gracias a la instalación de facilidades para cortar rocas en los laboratorios de INEMIN (otorgadas por el Gobierno de Alemania Federal) el proyecto tiene ahora más de 500 láminas delgadas de rocas recolectadas en la Cordillera Real durante los dos años del proyecto. Éstas han sido de considerable ayuda en la identificación petrográfica de los litotipos.

B.P. Minerals International auspició los análisis petrográficos de ciertas muestras del área de seguimiento del Río Mulatos (Apéndice 5).

B. P. Petroleum (Quito) auspició los análisis petrográficos de ciertas muestras de la faja de granitoides de Tres Lagunas (Apéndice 6).

1.2.7 Análisis químicos

Los análisis de elementos de rutina de sedimentos fluviales y de rocas han sido interrumpidos por un programa de reconstrucción de los laboratorios de INEMIN (Chillogallo). Los resultados disponibles se encuentran en los Apéndices 1 y 2.

B.P. Minerals International auspició los análisis de rocas de skarn del Río Mulatos (Apéndice 1).

1.2.8 Análisis de minerales pesados

B.P. Minerals International auspició el estudio de los minerales pesados recolectados durante la geotravesía realizada al Río Mulatos en el primer año (Apéndice 4). Se espera que el Proyecto pueda empezar a trabajar en el resto de las muestras de minerales pesados en un futuro cercano.

1.2.9 Estudios de inclusiones fluidas
Estudios del BGS de muestras de skarn de Nambija están incluidas como Apéndice 7.

1.2.10 Informes de comisión y mapas
Los informes y mapas compilados por INEMIN luego de las comisiones se presentan en el Apéndice 10. Se deberá enfatizar que la mayoría de estos reportes se encuentran basados en datos obtenidos en el campo sin la ayuda de estudios petrográficos microscópicos.

1.2.11 Publicaciones
Interpretaciones regionales de tipo placa/terreno de la geología ecuatoriana aparecen en Aspden et al. (1987) y en Aspden y Litherland (1987) (Resumen de Strasbourg EUG IV). Estas interpretaciones están sugeridas por Aspden et al. (en prensa), una copia de la cual se incluye como Apéndice 8.

1.3 Presentación de informes y mapas
Nuevamente, este informe anual pretende incluir toda la información obtenida por el Proyecto en el periodo en cuestión, para poder así obtener el máximo beneficio para las partes interesadas. La primera parte del informe está realizada en dos versiones: Inglés y Español. Mientras que, con excepción del Apéndice 8, el resto de los Apéndices se reproducen en el idioma en que se presentaron.

La descripción de la geología ha sido realizada con el beneficio de la información tomada de láminas delgadas microscópicas. En cambio, las descripciones presentadas en los informes de comisión (Apéndice 10) carecen de esta información.

Los mapas se presentan en una secuencia cubriendo las tres áreas de estudio. Los mapas para un área en particular comienzan en la compilación a colores escala 1:250000 seguidos por mapas de geotravesías/muestreo a escalas mayores cubriendo sectores de la misma área. Las compilaciones a escala 1:250000 se realizan con una base topográfica preparada por el Proyecto (reducciones) de hojas existentes (escala 1:50000), realizadas por el Instituto Geográfico Militar y de información LANDSAT sobre otros sectores.

1.4 Agradecimientos
Nosotros estamos nuevamente en deuda con INEMIN por el apoyo financiero y administrativo brindado a través de su ex-Gerente General, Sr. Horacio Rueda J. y del Gerente General actual Ing. Guillermo Bixby G.; y con ODA a través del Ejecutivo a cargo de Latino América el Sr. G. Roberts, y del Sr. R. Norton, Aid Officer, Embajada Británica, Quito. A pesar de las restricciones financieras en ambas partes, cada institución ha intentado mantener el Proyecto.

También agradecemos el apoyo científico brindado por el Ing. E. Salazar (Gerente Técnico de INEMIN) y por el Dr. C. R. Jones (BGS Geólogo Regional para Latino América y Asia) quien monitorea el Proyecto para ODA. Tanto el Ing. Salazar como el Dr. Jones han seguido de cerca el progreso del Proyecto con mucho interés y esperamos que este informe cumpla con sus estándares y aspiraciones. Otra persona que ha seguido de cerca el progreso del Proyecto es el Econ. Manuel Horra, Subsecretario de Minas, y nosotros apreciamos su interés en los modelos de colisión y otras teorías relacionadas con el potencial mineral regional. Así mismo, el Proyecto se ha beneficiado este año con la colaboración de Manuel Célleri, asistente de INEMIN, cuyo rol en el éxito de las comisiones realizadas por el Proyecto en terrenos difíciles es muy importante.

Con tantas restricciones en los presupuestos de los gobiernos, es importante resaltar la contribución realizada por B.P. Minerals International y B.P. Petroleum Quito, a este informe, la misma que está disponible para el público.

A la fecha de presentación del informe, el Proyecto conoce mucho más sobre la geología de la Cordillera Real del Ecuador que cualquier otra institución y por lo tanto se ha convertido en una fuente de datos particularmente para el uso de las compañías mineras. Nosotros trabajamos en una base de "dar y recibir", todo para promocionar la industria Minera Ecuatoriana: la motivación real del convenio ODA-INEMIN.

2. GEOLOGÍA

2.1 Introducción

La siguiente división del complejo metamórfico de la Cordillera Real se mantiene a partir de Litherland (1987) para facilitar la descripción.

(a) La faja Occidental: limitada al este por el frente Baños.

(b) La faja Central: limitada al oeste por el frente Baños y al este por el frente subandino.

(c) La faja Oriental: limitada al oeste por el frente subandino y al este por las rocas no-metamorfizadas/no-clivadas del Oriente

Las rocas de la faja Central aún son un enigma en términos de edad, relaciones estratigráficas y ambiente estructural, aunque ahora se dispone de mucha más información y se pueden ya proponer varias hipótesis razonables. En contraste, el frente Subandino marca el límite occidental de reconocimiento de las formaciones Cretácicas diagnósticas del Oriente; mientras que el frente Baños marca el límite oriental de reconocimiento de la secuencia de divisiones litológicas bien definidas dentro de la faja Occidental. Suficiente información ha sido obtenida para indicar que las aparentes dificultades de interpretación dentro de la faja Central no se relacionan al grado más alto de inaccesibilidad dentro de las laderas andinas orientales, pero son una realidad geológica. Así las fajas Occidental y Oriental son ambas de más fácil acceso e interpretación, dejando a la faja Central como el principal desafío para el resto del Proyecto.

2.2 La faja Occidental

2.2.1 Introducción

Como se mencionó anteriormente, las rocas de la faja Occidental del complejo metamórfico de la Cordillera Real forman una serie de divisiones litológicas bien definidas de bajo grado metamórfico, limitadas al este por el frente Baños. Los afloramientos están restringidos principalmente al área del Mapa 1, esto es entre Riobamba-Penipe al norte y Cuenca-Paute al sur. Muchos de estos afloramientos son en forma de 'ventanas' de basamento, bajo unidades Cretácicas-Cenozoicas. Hacia el norte y sur estas unidades de superficie cubren completamente el basamento de la faja Occidental. Sin embargo, en el extremo norte del país, dentro de la fosa tectónica Interandina existen otras 'ventanas' en el sector alrededor de Ambuquí (Litherland, 1987).

Como se indicó en (Litherland, 1987), la faja Occidental incluye rocas previamente asignadas al Grupo Paute y partes de los Grupos previos Ambuquí, Llanganates y Zamora, indicados por Baldock (1982).

Esta sección describe la faja Occidental del área principal de afloramiento. El trabajo preliminar (Litherland, 1987) identificó ciertas divisiones litológicas al este desde Guamote al Valle de Alao. Estas divisiones han sido seguidas al norte y sur. Nuevas divisiones han sido identificadas y una previa ha sido corregida (Tabla 1): una práctica permisible ya que las unidades son informales.

Tabla 1. Divisiones de la faja Occidental de oeste (arriba) a este (abajo)

Litherland (1987)	Este informe
	División de pizarras negras Guasuntos
División cuarcítica Guamote	División cuarcítica Guamote
División de filitas negras Cebadas	División de pizarras negras Cebadas
Complejo de subducción Peltetec	División de mélange Peltetec División turbidítica y de rocas verdes Maguazo
División de rocas verdes y metasedimentarias Alao	División de rocas verdes y metasedimentarias Alao-Paute
	Complejo máfico ígneo Tampanchi (División Guarumales)

2.2.2 Litología de las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas

Estas tres divisiones podrían ser agrupadas juntas ya que ellas exhiben una afiliación sedimentaria y estilo tectónico común. El “Grupo” se encuentra limitado por dos fallas recientemente identificadas: al este la falla Peltetec y al oeste la falla Ingapirca, la última presentando un movimiento hacia abajo hacia el oeste (basamento contra cobertura). Los bloques rodados de río de la cuarcita tipo Guamote fueron observados en la Quebrada Bashog, 1.5 km S de Yaruquíes y al oeste de la falla de Ingapirca, pero ellos podrían derivarse de conglomerados.

Los afloramientos se extienden desde la ‘ventana’ (*inlier*) de Punín en el norte, al Río San Pedro, al este de Cañar, en el sur, una distancia de aproximadamente 100 km. En la hoja geológica de Cañar (Bristow et al., 1975) la división Guamote incluye la “Formación Ingapirca” interpretadas por Bristow et al. (1975) como parte de la secuencia de cobertura Yunguilla (Maestrichtiana).

Las divisiones Guasuntos y Cebadas comprenden pizarras negras o grises con estratos subordinados de cuarcita negra a gris de grano fino a medio. En la división Guamote, las cuarcitas predominan sobre los estratos pelíticos.

La división Guamote exhibe cambios litológicos de norte a sur. En la 'ventana' Punín y en el sector de Guamote, las cuarcitas son pálidas a gris medio, rosadas o rojas en color y varían desde tipos feldespáticos de grano medio, pasando por tipos de grano grueso, hacia conglomerados con clastos de hasta 1 cm de ancho. Estos se encuentran intercalados con pizarras pelíticas negras, grises, púrpuras, verdes o pálidas, las que en la cantera 200 m al E de Punín, son esencialmente no-metamorfizadas. Existen también areniscas ferruginosas finas bandeadas. Concreciones de arcilla, ferruginosas en algunos lugares, y de hasta 20 cm de ancho, fueron observadas en las cuarcitas, y ejemplos más pequeños en las fangolitas negras cerca de Punín.

Las cuarcitas de grano grueso presentan clastos subredondeados a angulares dominados por cuarzo lechoso, con clastos subordinados de cuarzo ahumado, pellets de fangolita, y volcanoclastos ácidos recristalizados ricos en pirita y finamente granudos, en una matriz de cuarzo fino más redondo.

Hacia el sur, alrededor de Palmira, los conglomerados siguen siendo gris pálido pero las cuarcitas son grises o negras debido a la presencia de clastos de cuarzo ahumado. También se observaron clastos de cuarzo azul. La fracción pelítica es gris a negra, sin las intercalaciones pálidas, verdes y púrpuras de los afloramientos al norte.

Hacia el sur a lo largo de los Ríos Zula, Silante y San Pedro la división Guamote es completamente de color gris a negro. Las cuarcitas son de grano fino a medio, pobremente seleccionado, y dominados por clastos de cuarzo ahumado con cuarzo azul subordinado.

La historia tectónica del grupo ha destruido evidentemente estructuras sedimentarias que podrían indicar la dirección más joven (polaridad) y procedencia. Sin embargo, el grupo está interpretado como una secuencia derivada continentalmente con los afloramientos al norte de la división Guamote de tipo de agua menos profunda cerca de la orilla.

2.2.3 Tectónica de las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas

El rasgo tectónico característico de este grupo es el aplanamiento de las estructuras tectónicas manifestado como clivajes y flancos de pliegues cizallados; esto tiene un marcado contraste a la estructura al este de la falla Peltetec.

Al norte, un primer clivaje penetrativo con suave inclinación puede ser identificado generalmente subparalelo a la estratificación, especialmente en las unidades pelíticas; aunque en las canteras de fangolita 200 m al este de Punín son apenas visibles. Al sur de Palmira este clivaje está cortado por un segundo clivaje de crenulación con suave inclinación más o menos paralelo con el primero. Sobre toda el área existen pliegues abiertos a cerrados verticales con un rumbo de 70° asociados en algunos lugares con un clivaje de crenulación subvertical. Así se pueden encontrar inclinaciones fuertes de estratos/S1/S2. Estas últimas estructuras no se encuentran en la 'faja escarpada' al este de la falla Peltetec y se cree que están relacionadas a un evento más reciente post-"Macuchi".

Tanto los clivajes S1 y S2 son planar axial a pliegues menores, muchos de los cuales presentan un transporte tectónico en su totalidad al oeste (es decir tienen forma de "Z" mirando al sur y "S" al norte). En los afloramientos encontrados en el río 200 m al este de Punín pequeñas estructuras de 'rampas' en las cuarcitas también indican transporte hacia el oeste.

A lo largo de la carretera Panamericana al sur de Guamote, existen lentes tectónicos de cuarcita dentro de las pizarras indicando un ensanchamiento E-W a lo largo del primer clivaje. Los ejes intermedios de estas elipses miden hasta 20 m. Toda esta evidencia combinada con el hecho de que la inclinación más común se encuentra suavemente hacia el este, indica una faja de sobrecorrimiento con transporte tectónico hacia el oeste.

2.2.4 La división Peltetec

Esta unidad fue reconocida en un principio cerca de Peltetec (Valle Alao) y en el adyacente Valle de Huarguallá al sur, como un complejo ofiolítico (Litherland, 1987). El presente informe reduce la unidad a una zona de 1-2 km de ancho de mélange tectónica, con o sin ofiolita, la que puede ser seguida desde Penipe al norte, al Río Zula al sur (Mapa 1), una distancia de cerca de 85 km. El Mapa 1 presenta una posible extensión hacia el norte que incluye metabasaltos del Río Blanco de Patate (Ing. E. Salazar, comunicación personal).

Las siguientes litologías fueron observadas en las secciones estudiadas:

(a) **Penipe:** serpentinitas negras antigoríticas con vetas de carbonato afloran a lo largo del camino principal (Mapa 2) con hornblendita fresca y filitas negras. La litología dominante es una metalava verde de grano fino fuertemente clivada, probablemente correspondiente a un metabasalto.

(b) **Alao (Peltetec):** los cherts y filitas negras están seguidos al este por la sección principal de la quebrada (Mapa 3) donde bloques rodados indican serpentinita negra y una variedad de rocas magmáticas no deformadas de grano medio a grueso con clinopiroxeno fresco y plagioclasa alterada, algunas veces con olivino alterado. Ellas incluyen gabros gruesos, gabros de olivino, metagabros y picritas. Existen también leucogabros con plagioclasa fresca y piroxeno alterado. Algunas de estas rocas exhiben texturas ofiolíticas, otras posibles texturas cumuláticas. Existen también bloques de dolerita ligeramente alterada con texturas ofíticas y bloques de una roca gruesa de periclasa-brucita-?idocrasa.

En exploraciones quebrada arriba, se encontraron afloramientos de serpentinita, y más arriba existe un afloramiento que contiene dolerita y gabro con un contacto vertical.

El resto de la sección del camino comprende principalmente basaltos y brechas espilíticas vesiculares masivas de grano fino con vetas frescas de epidota-albita.

(c) **Huarguallá:** aquí (Litherland, 1987) a los filones tectónicos de cuarzo azul de tipo del granito Tres Lagunas (ver 2.4.3) le siguen al este 15 m de serpentinitas negras con inclinación al este, más cizallado y con forma de asbesto hacia la base. Sobre la serpentinita existen 5 m de gabros de olivino (clinopiroxeno fresco, olivino alterado y plagioclasa) y lavas espilíticas cortadas por vetas frescas de albita. El resto de la sección comprende filitas grafíticas, cherts y metabasaltos.

(d) **Camino Guamote-Atillo:** aquí la mélange está dominada por cherts negros y marrones, filones de granito de cuarzo azul con feldespato potásico y megacristalino ahumado, y metasedimentos de grano fino algo silicificados.

(e) **Río Zula:** aquí (Mapa 4) el mélange comienza con rocas de grano fino grises y verdosas, fuertemente cizalladas y ?silicificadas, y fajas de granito de cuarzo azul; seguido por una mélange de fangolitas y grauvaca, con cuarzo azul y clastos de chert, y brechas tectónicas y sedimentarias. Esto es seguido por una secuencia ancha vertical de cherts negros y blancos con horizontes metavolcánicos verdes de grano fino, y metalavas. Esta secuencia presenta pocas características de mélange y quizás pertenezca a la división Maguazo.

Los granitos de cuarzo azul observados en Huarguallá, el camino Guamote-Atillo y Río Zula, son similares a aquellos descritos en el Apéndice 6 de la faja Central. Ellos son granitos de grano grueso, pertíticos, de biotita-moscovita, probablemente se encuentran en el campo de monzogranito de Streckeisen (1976), y contienen cuarzo azul. A lo largo de la división Peltetec, las fajas de granito de cuarzo azul corresponden a la desaparición de las fajas de ofiolita.

La característica tectónica más notable de la división Peltetec es la presencia de filones tectónicos subverticales o mélange, una característica bien observable en las mejores secciones: Huarguallá y camino del Río Zula, donde está expuesta una mezcla bastante caótica de litologías, cuyos contactos se pueden ver que son tectónicos y paralelos al clivaje subvertical. A este respecto la división Peltetec podría distinguirse de la división Maguazo al este donde algunas litologías similares podrían estar presentes, pero en una secuencia estratigráfica más coherente.

Sin embargo, el contacto geológico más importante es el que se encuentra al oeste con las divisiones Guamote y Cebadas. Éste se encuentra marcado no sólo por un cambio abrupto en litología sino por un cambio de clivajes de agudos a planos.

2.2.5 La división Maguazo

Esta unidad ha sido separada de la división anterior de Peltetec (Tabla 1) debido a la presencia de una secuencia diagnóstica turbidítica y a la falta de tectónicos de mélange. Otras litologías de esta división incluyen cherts y rocas verdes andesíticas masivas. Las estructuras son subverticales y el tectonismo de la división representa una continuación de la faja fuertemente inclinada de Peltetec. La unidad puede ser seguida desde Penipe al norte, al Río Paute al sur (Mapa 1), una distancia de aproximadamente 150 km. Se estudiaron las siguientes secciones:

(a) **Penipe:** aquí (Mapa 2) la división Peltetec está seguida al este por la secuencia de meta-andesitas verdosas, metatobas, cherts, filitas negras y grauvacas antes de pasar a rocas verdes andesíticas y basálticas más masivas.

(b) **Valle Alao:** aquí (Mapa 3) la división Peltetec está seguida al este por pizarras negras y ortocuarcitas y luego por rocas verdes meta-andesíticas masivas. Cerca del Río Maguazo existen afloramientos de pizarras negras y turbiditas bandeadas silíceas finas con estratificación gradada. Estructuras de dirección más joven a través de esta faja indican un sinclinal isoclinal de primera deformación (Mapa 3).

(c) **Valle de Huarguallá:** las travesías en ambos lados de este valle (Mapa 3) recogieron la misma secuencia Alao; existen bloques de caliza negra en el lado norte. Extendiendo la travesía al SE (Mapa 3), se encontraron andesitas masivas al este de las turbiditas y éstas dan paso a una secuencia andesita/turbidita hacia el oeste. Se deduce de la sección del Mapa 3 que la columna estratigráfica podría proponerse para la división Maguazo de este sector con un espesor de más de 3 km.

(d) **Camino Guamote-Atillo:** aquí la división Maguazo se manifiesta por las filitas negras, grauvacas y lavas andesíticas. Como en el Valle Alao, existen también afloramientos de ortocuarcitas pálidas o rojas de grano fino.

(e) **Río Zula:** aquí (Mapa 4) la división Peltetec pasa a unidades de mármol pálido o gris de grano fino, seguido por rocas turbidíticas bandeadas de tipo Maguazo con bandas de caliza fina pálida y oscura.

(f) **Río Paute:** aquí la división Maguazo se manifiesta a través de un sinclinal de primera deformación recto, apretado, cuyo trazo axial sigue la Quebrada Totora Yacu la que fluye hacia el sur dentro del Río Paute. Rocas en ambos lados de este sinclinal comprenden turbiditas volcanoclásticas bandeadas y gradadas, meta-andesitas, pizarras negras, mármoles y cherts. A través del Río paute al sur, el Río Jadán contiene afloramientos turbidíticos y bloques de chert rojo.

2.2.6 La división Alao-Paute

Es la misma división Alao de Litherland (1987). Se ha aumentado "Paute" para indicar que la división comprende las meta-andesitas previamente conocidas como parte del "Grupo Paute" (Baldock, 1982). Sin embargo, esto no indica la aceptación de esta o cualquier otra nomenclatura litoestratigráfica formal previa para la Cordillera Real.

La división Alao-Paute puede ser seguida desde la sección Baños-Patate a lo largo del Río Pastaza (Litherland, 1987), a través del Valle Alao y el sector de la Laguna Atillo, al Río Paute (Mapa 1), una distancia de aproximadamente 150 km. Las litologías se encuentran dominadas por meta-andesitas masivas, con esquistos verdes subordinados, metasedimentos pelíticos y grafíticos y mármoles oscuros menores. Los aglomerados son una característica de los afloramientos a lo largo del Río Paute al oeste de Gualaceo.

Al norte, las andesitas de Alao-Paute son similares, litológicamente, a aquellas de la división Maguazo, pero presentan un grado metamórfico más alto en la facies de esquistos verdes y una historia tectónica más compleja en la que el clivaje penetrativo subvertical es una segunda estructura. La falla San Antonio (Mapa 1) marca el contacto entre las dos divisiones y los dos campos tectono-metamórficos.

Hacia el sur en el Valle Paute las rocas verdes parecen estar afectadas por un único clivaje penetrativo subvertical.

2.2.7 El Complejo máfico-ígneo de Tampanchi

Éste probablemente es el primer complejo máfico ígneo estratificado en ser reconocido en el Ecuador. A partir del breve estudio llevado a cabo, se asume que es un cuerpo alargado de 2 km de ancho y ubicado dentro de la división Alao-Paute. En la hoja geológica Cañar, Bristow et al. (1975) designaron a las rocas como "anfibolitas".

Las litologías dominantes a lo largo de la sección del camino estudiado son clinopiroxenitas magmáticas frescas y hornblenditas. Las clinopiroxenitas son rocas gris-verdosas, de grano medio a grueso que comprenden clinopiroxeno subredondeado cumulático y hornblenda verte y rutilo intercumulático. Una muestra presenta un reemplazo parcial de piroxeno por hornblenda. Las hornblenditas son de color verde oscuro, de grano medio a muy grueso, y esencialmente monominerálicas, aunque una muestra presenta clinozoisita y moscovita intersticial (reemplazo de plagioclasa). Los tipos son anfíbol de magnesio pálido primario y presentan alteración a talco y asbesto. Existen también gabros pegmatíticos con cristales de hornblenda de hasta 5 cm de largo.

Estas litologías están cortadas por vetas ácidas y pequeños cuerpos de diorita. Las cizallas son prominentes y pueden producir superficies de espejo de fricción serpentinizadas. Serpentinitas masivas no han sido notadas, pero un geólogo de una compañía minera, siguiendo los descubrimientos de este proyecto, reporta la presencia de una fase de dunita.

Los contactos de este complejo no fueron estudiados. Las rocas metamórficas al oeste comprenden esquistos finos de hornblenda de un grado metamórfico un poco más alto que las rocas Alao-Paute locales. Rocas de aspecto similar a estos esquistos fueron vistas en contacto con las unidades magmáticas.

2.2.8 La división Guarumales

El rango de esta división dominada por esquistos verdes y metasedimentos, aún es desconocido. Ver 2.4.2 para más detalles.

2.2.9 La secuencia de cobertura de la faja Occidental

Bristow et al. (1975) plantearon que las "Formaciones" de San Francisco y El Pan del "Grupo" Paute del complejo metamórfico de la faja Occidental son los equivalentes metamórficos de las Formaciones cretácicas Piñón y Macuchi y de la Formación Yunguilla (Maestrichtiana) al oeste en la hoja geológica Cañar.

Los estudios realizados al momento muestran que éste no es el caso. El Mapa 1 indica que la Formación Yunguilla, que es esencialmente no-deformada y sin clivaje penetrativo lejos de zonas de fallamiento, y que comprende fangolitas, areniscas tobáceas y tobas, debe sobreyacer discordantemente las divisiones Guamote, Peltetec y Maguazo del complejo metamórfico, donde aflora al norte de Azogues. La confusión debió originarse de la ocurrencia de clivajes relacionados a las fallas y a la presencia de andesitas esencialmente no-deformadas en el sector del Río Dudas al NE de Azogues. El Mapa 1 presenta una reinterpretación geológica de esta área y de otros sectores de secuencias de cobertura conjuntamente con los afloramientos recientemente localizados. Las unidades principales se describen a continuación:

(a) La "Formación Macuchi" como se presenta en el Mapa 1 es esencialmente una secuencia continental de andesita/toba/aglomerado. Afloramientos encontrados con anterioridad han sido chequeados cerca de Yaruquíes, Guamote (Valle Columbe) y Río Silante (E de Cañar). Se han identificado nuevas ocurrencias a lo largo del Río Chambo (S de Licto) y al este de Guasuntos.

(b) Los afloramientos del Río Chambo (Mapa 3) revelan rocas volcánicas y subvolcánicas las que se encuentran íntimamente relacionadas y cortadas por los plutones adyacentes (ver 2.2.10). Una fractura inclinada con rumbo de 70° podría estar relacionada a pliegues tardíos en las divisiones Guamote y Cebadas del complejo metamórfico de la faja Occidental.

(c) Los volcánicos al este de Guasuntos (Mapa 4) se presentan en la hoja geológica Alausí (Sosa y Longo, 1975) como parte del complejo metamórfico intercalado con la "Serie Paute". En realidad, aunque las relaciones son cercanas, siempre éstas son tectónicas y no estratigráficas. Los volcánicos, lavas félsicas gris pálidas y rosadas y pórfidos, son masivos, no-deformados y no-metamorfizados. Los contactos tectónicos con las pizarras negras de la división Guasuntos, la que contiene dos clivajes penetrativos, están a lo largo de fallas inversas con un rumbo de 70° y con inclinaciones de 40° a 90° al norte. Así que las pizarras se encuentran estructuralmente sobreyaciendo las lavas. Otra vez, este evento está correlacionado con el evento de plegamientos tardíos con rumbo 70° del basamento metamórfico.

Al sur del área, el Mapa 1, de manera tentativa, representa el sector donde las lavas andesíticas están intercaladas con sedimentos y volcánicos en la base de la Formación Yunguilla. También se encuentran en la Formación Yunguilla lavas finas en el Río San Pedro al este de Cañar, en el flanco occidental de la 'cuenca' Yunguilla. Al NE de Azogues estas lavas Yunguilla son interpretadas como sobreyacentes discordantemente a las meta-andesitas fuertemente inclinadas del basamento de la división Alao-Paute; aunque Bristow et al. (1975) designaron a todas las andesitas como una sola unidad.

Es posible que las lavas en la base de la Formación Yunguilla sean equivalentes a aquellas mapeadas como la "Formación Macuchi" en el Mapa 1.

La unidad terciaria volcánica principal en el área del Mapa 1 es la Formación pleistocénica Tarqui. Una posible fuente para esta unidad fue encontrada como una banda vertical de una roca microfelsítica rosada, de aproximadamente 300-500 m de ancho y asociada con la silicificación de la roca hospedante, a lo largo de la falla San Antonio la que separa la división del basamento Maguazo y Alao-Paute en el Valle Alao.

2.2.10 Rocas intrusivas que cortan la faja Occidental

Los granitos de cuarzo azul encontrados como filones tectónicos dentro de la división Peltetec (mélange) (ver 2.2.4) se los considera como fragmentos de cuerpos sin- o pre-tectónicos correlacionados con el conjunto Tres Lagunas de la faja Central (ver 2.4.3). Bloques del mismo granito fueron encontrados dentro del plutón de Alao recientemente descubierto (Mapa 3) y probablemente se derivan de un xenolito.

Los plutones de granodiorita cerca de Pungalá (Mapa 3), bastante relacionados a los volcánicos "Macuchi"; la granodiorita hornblenda-biotita de Alao, con la zona de contacto de andalucitas en las pizarras de la división Maguazo (Mapa 3); y la granodiorita de Magtayán (Sosa y Longo, 1975), todos cortan el complejo metamórfico de la faja Occidental, no están deformados y provisionalmente se los considera como parte de una cadena plutónica. Bloques de granodiorita en riachuelos que fluyen con dirección oeste a través del camino al Río Cebadas indican que esta cadena es más extensa y podría tener rumbo sur para incluir al plutón de Amaluza (Mapa 1). Las edades de K-Ar de Magtayán (citadas en Litherland, 1987) dan 54-85 Ma mientras que aquellas de Amaluza dan entre 34-49 Ma.

Más intrusivos menores microfeldespáticos han sido mapeados en la faja occidental (Mapa 4) siguiendo los descubrimientos previos en las fajas Central y Occidental (Litherland, 1987). La importancia de estos diques como una marca temporal es que ellos son esencialmente sin-tectónicos: cortan el clivaje regional S1 en la división Guamote, pero ellos mismos están cortados por el clivaje S2 y envueltos en pliegues posteriores D3.

2.2.11 Fallas mayores dentro de la faja Occidental

La estructura más importante y fundamental de la faja Occidental es la **falla Peltetec**. Se la puede seguir en imágenes satelitales a lo largo del curso presentado en el Mapa 1. Forma el lineamiento del Río Chambo donde las rocas de basamento de la división Peltetec son falladas contra las unidades volcánicas Pliocenas y Pleistocenas al oeste. Hacia el sur, donde el lineamiento de falla es trazado por las rocas metamórficas, se demarca consistentemente el contacto entre las divisiones Guamote/Cebadas de clivajes 'bajos' y la división Peltetec de mélange. Más al sur, el lineamiento tiene expresión por la Formación pleistocénica Tarqui y la Formación más antigua maestrichtiana Yunguilla. Al cruzar el curso de esta falla a lo largo del Río San Pedro, al este de Cañar (Mapa 1), existe una mayor inclinación de la estratificación de las rocas de la Formación Yunguilla, y un sobrecorrimiento de estratificación en pequeña escala, con un ángulo suave y con transporte hacia el oeste. Así es claro que la antigua línea de mélange de Peltetec ha sido reactivada en el Pleistoceno para producir la falla Peltetec y el fuerte lineamiento correspondiente en imágenes.

Otra falla importante es aquella de **San Antonio** (Mapa 1). Ésta es también una falla de 'basamento' que separa las divisiones de basamento Maguazo y Alao-Paute. Su plano ha sido utilizado para canalizar los volcánicos ?Tarqui (Mapa 3), y se la puede seguir al sur como un débil lineamiento en imágenes a través de la pequeña cuenca miocénica (Formación Biblián) y Formación Tarqui de la Mina Pilzhum).

Otras fallas de basamento 'reactivadas' (Mapa 1) hacia el este están menos definidas en imágenes. El complejo Tampanchi probablemente está limitado al este por la falla principal a la que se la representa siguiendo el Valle Paute.

El frente Baños, el límite oriental de la faja Occidental, está marcado, en el sector NE del Mapa 1, desde Baños a la naciente de Alao, por cambios litológicos, aumento de grado metamórfico, e ingreso de granitoides de cuarzo azul y gneises. Su seguimiento hacia el sur se discute en el punto 2.4.2.

2.2.12 Interpretación de la faja Occidental

Siguiendo lo indicado por Litherland (1987), Aspden et al. (1987), Aspden y Litherland (1987) y Aspden et al. (Apéndice 8), y con respecto a los nuevos datos recolectados, el basamento metamórfico de la faja Occidental se interpreta como marcando una zona de colisión, así:

(a) Las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas se interpretan sea como sedimentos pasivos de margen continental de la placa continental Chaucha-Arenillas, o como sedimentos molásicos tardíos. Cualquiera sea su origen se los interpreta como sobrecorridos hacia el oeste sobre la placa Chaucha-Arenillas (Figura 3 y Apéndice 8).

(b) La división Peltetec se interpreta como un complejo de subducción marcando la sutura entre el terreno Chaucha-Arenillas y el terreno de arco de isla Alao-Paute.

(c) La división Maguazo se interpreta como una cuenca volcano-sedimentaria de ante-arco con algunos sedimentos oceánicos.

(d) La división Alao-Paute se interpreta como una secuencia de arco de isla.

(e) El complejo máfico ígneo de Tampanchi se interpreta ya sea como la base del arco o como una secuencia ofiolítica.

La figura No. 3 indica que en este modelo el sinclinal de Maguazo representa el núcleo de la 'faja escarpada' entre los sobrecorrimientos con inclinación al este (ubicados hacia el oeste) y, los sobrecorrimientos que se inclinan hacia el oeste en la faja Central (ubicados hacia el este). Es probable que el sinclinal marque el cambio de borde entre ambas fajas de sobrecorrimiento.

Siguiendo la presumible acreción de la placa Chaucha-Arenillas, el nuevo margen continental sudamericano fue el siguiente en ser 'asaltado' por la acreción del terreno de isla de arco Nono-Shobol (Megard y Lebrat, 1987) acompañado por el arco volcánico continental Celica de edad cretácica. Por lo tanto, es muy probable que las rocas previamente conocidas con el nombre de 'Formación Macuchi' (Mapa 1) sean la extensión al norte de los volcánicos Celica y estén asociadas con el arco plutónico Pungalá-Alao-Magtayán. La abertura de la cuenca de la Formación Yunguilla (Mapa 1) probablemente fue controlada por la extensión a lo largo de la sutura Peltetec más antigua. La colisión Nono-Shobol a lo largo de la sutura Calacalí-Pallatanga-Palenque (ver Apéndices 8 y 9) probablemente causó el sobrecorrimiento de los volcánicos al este de Guasuntos y para el posterior plegamiento en las divisiones metamórficas 'planas' adyacentes.

Durante el levantamiento Andino Neógeno y Pleistocénico, las 'fallas de colisión' de la faja Occidental fueron reactivadas y la sutura Peltetec se volvió a la línea de la falla oriental de la fosa tectónica Interandina. También se sugiere que estas fallas proveen las vías de acceso para el volcanismo de ese periodo que aún hoy continúa, como se manifiesta en la cadena volcánica ubicada en la Cordillera Real (ver Apéndice 8).

2.3 El complejo metamórfico entre los Ríos Papallacta y Pastaza

2.3.1 Introducción

Esta sección es un resumen de los resultados del trabajo llevado a cabo entre los ríos arriba mencionados (Mapa 5) e incluye los datos de las siguientes geotravesías de norte a sur:

(a) Papallacta-Baeza (Litherland, 1987, Mapa 5).

(b) Río Antisana-cabeceras del Río Cosanga (este informe, Mapa 6).

(c) Salcedo-Tena (Río Mulatos) (Litherland, 1987, Mapa 6).

(d) Río Mulatos-Río El Placer (este informe, Mapa 7).

(e) El Triunfo-Cerro Hermoso (este informe, Mapas 8 y 9).

(f) Baños-Puyo (Litherland, 1987, Mapa 8).

Para la compilación del Mapa 5, se obtuvo información geológica de la geotravesía de Merlyn y Cruz (1986) a lo largo de la Quebrada El Golpe/Río Niagara, y de Kennerley (1971). Se llevó a cabo un estudio en helicóptero de un sector del Río Chalupas (Mapa 5).

Aunque las geotravesías 1987-1988 no cruzaron el frente Subandino, dentro de la faja Oriental, la naturaleza y estructura de estas rocas es importante para este informe y por lo tanto también son incluidas. Nuevos datos petrográficos de muestras recolectadas en las geotravesías 1986-1987, que no se hallan disponibles en Litherland (1987), también se presentan aquí.

El complejo metamórfico de la Cordillera Real entre los Ríos Papallacta y Pastaza comprende principalmente las rocas de la faja Central y Oriental a lo largo de la ladera Andina oriental; el acceso es extremadamente difícil, siendo dicha área cortada por una serie de precipicios; los niveles topográficos alcanzan los 4600 m; llueve la mayor parte del año.

Estudios geológicos serios, previos a este proyecto, se realizaron en las secciones de los caminos Papallacta-Baeza y Baños-Puyo (Sauer, 1958; Kennerley, 1971; Trouw, 1976; Herbert, 1977). Expediciones geológicas también han sido realizadas para estudiar el área de Cerro Hermoso (Sauer, 1958; Vera y Vivanco, 1983). Un viaje río abajo en el Golpe/Niagara también está detallado en Sauer (1958), confundiéndose esta sección con el Río Mulatos. Sin duda, a Sauer se lo conoce como el primer geólogo que distinguió la presencia de muchas unidades geológicas del área, ej. gneis y esquistos de basamento; la secuencia carbonática de Cerro Hermoso; los complejos ígneos de Azafrán y Abitagua; la depresión Topo-Quijos de la faja Oriental; y las serpentinitas, y en darse cuenta de que la aclaración de la edad e interrelaciones entre estas unidades podría proveer la historia geológica del área. Por esta razón a su informe de 1958 lo denominó: "La edad geológica de la cordillera Oriental".

Esta sección describe la geología y estructura del sector Río Papallacta-Río Pastaza, basada en los estudios del Proyecto.

2.3.2 La división Alao-Paute de la faja Occidental y el frente Baños

Esta división está expuesta al oeste del frente Baños y al norte del Río Pastaza. Las rocas se encuentran dominadas por los 'greenstones' masivos meta-andesíticos, esquistos verdes, filitas grafíticas, filitas pelíticas y mármoles finos negros. El frente Baños, el que ahora está localizado en forma precisa a través del puente al frente del zoológico de Baños, marca el cambio, un tanto brusco, de conjuntos clorita-moscovita-epidota al oeste, a anfíbol-granate al este. Al este las rocas verdes son limitadas y se hallan presentes esquistos pelíticos y paragneis con vetas de cuarzo azul.

2.3.3 Rocas metavolcánicas de la faja Central

Estas rocas generalmente ocurren como esquistos verdes con anfíbol o que contienen clorita, o como rocas verdes, aunque algunas ocurrencias aisladas en las cercanías de Papallacta y entre Baños y Río Blanco indican un dique de protolito dolerítico. En términos generales las rocas verdes anfibolíticas más masivas, ej. a lo largo del Río Anatenorio, probablemente representan metalavas de composición andesítica o basáltica mientras que los esquistos verdes de clorita (con o sin biotita), ej. Río Chalupas y camino Papallacta-Baeza, probablemente son metatobas, ya que, en muchos lugares, se encuentran intercaladas con metasedimentos en forma de bandas.

2.3.4 Rocas pelíticas, psamíticas y carbonáceas de la faja Central

Estas rocas se encuentran representadas por esquistos y filitas pelíticas, gneises pelíticos, gneises semipelíticos, esquistos grafíticos y cuarcitas, intercalados con las litologías calcáreas y metavolcánicas de la región. Minerales metamórficos índice incluyen moscovita, biotita, granate, cloritoide y cianita, pero no se ha visto rocas de grado medio a alto, es decir gneises migmatíticos o esquistos de sillimanita. Estaurolita, el mineral índice para la facies Barroviana pelítica de grado medio (Winkler, 1976), aún tiene que ser identificado. Existen diferencias en el grado metamórfico a través del área, ej. de los esquistos con granate porfiroblástico de Agoyán a las filitas con cloritoide de Cerro Hermoso, pero no se han observado patrones regionales, y para una comprensión exacta de la historia metamórfica se espera la aclaración de la tectónica de capas de sobrecorrimiento de la faja Central y así la definición de paquetes tectono-metamórficos individuales.

Cualesquiera sean las complejidades tectónicas del sector, es posible que todas las rocas de la faja Central, con la excepción de unidades plutónicas/ortogneis, pertenecen a una única secuencia volcano-sedimentaria gruesa. Aparte de las similitudes litológicas a lo largo del rumbo de la faja, esto se apoya con la presencia de litotipos diagnósticos a través de ella. Por ejemplo, en la unidad de 'filitas negras' de la secuencia de Cerro Hermoso (Mapa 9), existen meta-grauvacas volcanoclásticas grises, las que microscópicamente revelan volcanoclastos ácidos de grano fino con materia fina ferruginosa el que sirve para detectar las márgenes del clasto. Se observó metagrauvacas idénticas en el área de estudio del Río Chalupas hacia el norte, y ligeramente a través del rumbo.

2.3.5 Rocas y secuencias calcáreas de la faja Central

Kennerley (1971) indica la presencia de bandas de mármol dentro de esquistos y gneises del Río Anatenorio y hacia el sur. El presente estudio (Litherland, 1987, Mapa 6) siguió el camino a lo largo del Río Anatenorio y es probable que los mármoles se encuentren expuestos en la sección del río. Es interesante notar que Merlyn y Cruz (1986) observaron bloques de mármol a lo largo del rumbo al sur en el Río El Golpe (Mapa 5).

Existe una secuencia calcárea de rocas en el Cerro Hermoso (Sauer, 1958) y el presente estudio ha elaborado el primer mapa geológico detallado de este sector (Mapa 9). Evidencia de orden de deposición, estratificación cruzada y otras truncaciones sedimentarias, fueron utilizadas para establecer una columna estratigráfica, de aproximadamente 500 m de ancho con una base de filita/metagrauvaca negra, seguida por cuarcita, filita negra, mármol y, finalmente, una gruesa unidad oscura calcárea de flysch. Se creía que esta secuencia sobreyacía, discordantemente o tectónicamente, a un basamento metamórfico de esquistos pelíticos y la metadiorita de Azafrán. Sin embargo, estudios petrográficos han revelado una historia tectono-metamórfica común, manifestada de forma especial por la presencia de cloritoide o cloritoide-granate en unidades pelíticas a todos los niveles. Así la secuencia de Cerro Hermoso es considerada, estratigráficamente, como parte de la faja Central del complejo metamórfico.

Aparte de las ‘islas’ (*outliers*) sinclinales de la secuencia de Cerro Hermoso hacia la cumbre del mismo Cerro Hermoso; también existe una faja tectónica al oeste regionalmente más importante, con fuerte inclinación, y más joven hacia el oeste, la misma que puede ser seguida hacia el sur hasta la faja de filitas negras/mármol de la unión de los Ríos Blanco-Río Pastaza, y hacia el norte hasta el Río El Golpe, donde tanto Sauer (1958) como Merlyn y Cruz (1986) reportan rocas calcáreas. Los últimos también reportan una ‘isla’ de mármol sobre el plutón de Azafrán hacia el este (Mapa 5).

Mármoles pálidos y oscuros y calcosilicatos se encuentran dentro del paquete tectónico de skarn de El Placer a diferentes niveles, una en la base de los metavolcánicos máficos (ver 2.3.6). Al sur, en el Río El Golpe, en el Mapa 5 se indican mármoles, calcosilicatos y metagrauvacas (muestras de Merlyn y Cruz, 1986) típicas de Cerro Hermoso, abajo del paquete tectónico de skarn.

2.3.6 Skarns, calcosilicatos y rocas asociadas de la faja Central

Se propuso una ‘faja de skarn’ de los Llanganates (Litherland, 1987) basada en la identificación petrográfica (Apéndice 5, Litherland, 1987) de bloques de skarn provenientes de varios ríos y riachuelos que fluyen hacia el este dentro de las aguas superiores del Río Mulatos. Un viaje realizado para localizar los afloramientos del skarn fue llevado a cabo, y se decidió seguir río arriba en El Placer por las siguientes razones:

(a) Por ser el tributario con bloques de skarn, más cercano al punto de partida, y

(b) Por constituir el río con bloques de skarn que contenía la cuenca de drenaje más pequeña.

Los afloramientos de skarn fueron localizados en las cabeceras del Río El Placer (Mapa 7), aproximadamente a 1000 m de altura sobre la unión del Río Mulatos. Los afloramientos exhiben una foliación tectónica subhorizontal, con un marcado contraste a la fuerte foliación de los esquistos y gneises en el Río Mulatos, y se encuentran tectónicamente subyacidos por un grueso paquete de anfibolitas masivas biotita-porfiroblásticas derivadas de un protolito volcánico máfico, con ultramáficos y mármoles subordinados.

La figura 2 presenta una sección esquemática de los afloramientos del nuevo campo de skarn El Placer, como se encontró en varias cascadas. También se refiere a los números de las muestras de rocas descritas petrográficamente en el Apéndice 5. Otras muestras descritas en el Apéndice 5 vienen de bloques rodados, cuyas localizaciones se presentan en el Mapa 7.

La roca de skarn dominante es un skarn máfico de composición anfíbol ferruginoso-clinopiroxeno-grandita-epidota la que produce afloramientos masivos y bloques tan grandes como una casa en las laderas de los cerros. Estos pueden ser pálidos rosa/verde u oscuros dependiendo de la concentración de anfíbol y magnetita. Las cascadas más bajas (Fig. 2) muestran que estos skarns se encuentran íntimamente asociados con anfibolitas alteradas (epidota, granate, magnetita, cuarzo) de composición similar a las anfibolitas subyacentes. Por lo tanto, se considera que el protolito del skarn es una secuencia de lava máfica.

La figura 2 también presenta otras litologías dentro de la 'secuencia' de skarn las que deberán ser interpretadas como filones tectónicos. Estas incluyen meta-andesitas, metadioritas alteradas, mármoles silíceos, esquistos granate-biotita y esquistos moscovita-albita.

La mayoría de las unidades de la Fig. 2 presentan fuerte mineralización de sulfuros y por lo tanto una superficie alterada ferruginosa lo que ayuda a identificar litologías de la secuencia de skarn de El Placer como bloques en el Río Mulatos. Únicamente el skarn de granate (muestra No. 137) está demasiado al norte como para ser derivado del campo de skarn principal El Placer (Mapa 7). Las muestras Nos. 265-269 (Apéndice 5) pertenecen al Río Mulatos, mientras que las Nos. 271-281 (Apéndice 5) pertenecen al Río El Placer. Existen varias litologías, incluyendo 'skarn' de turmalina y de clinozoisita rosa.

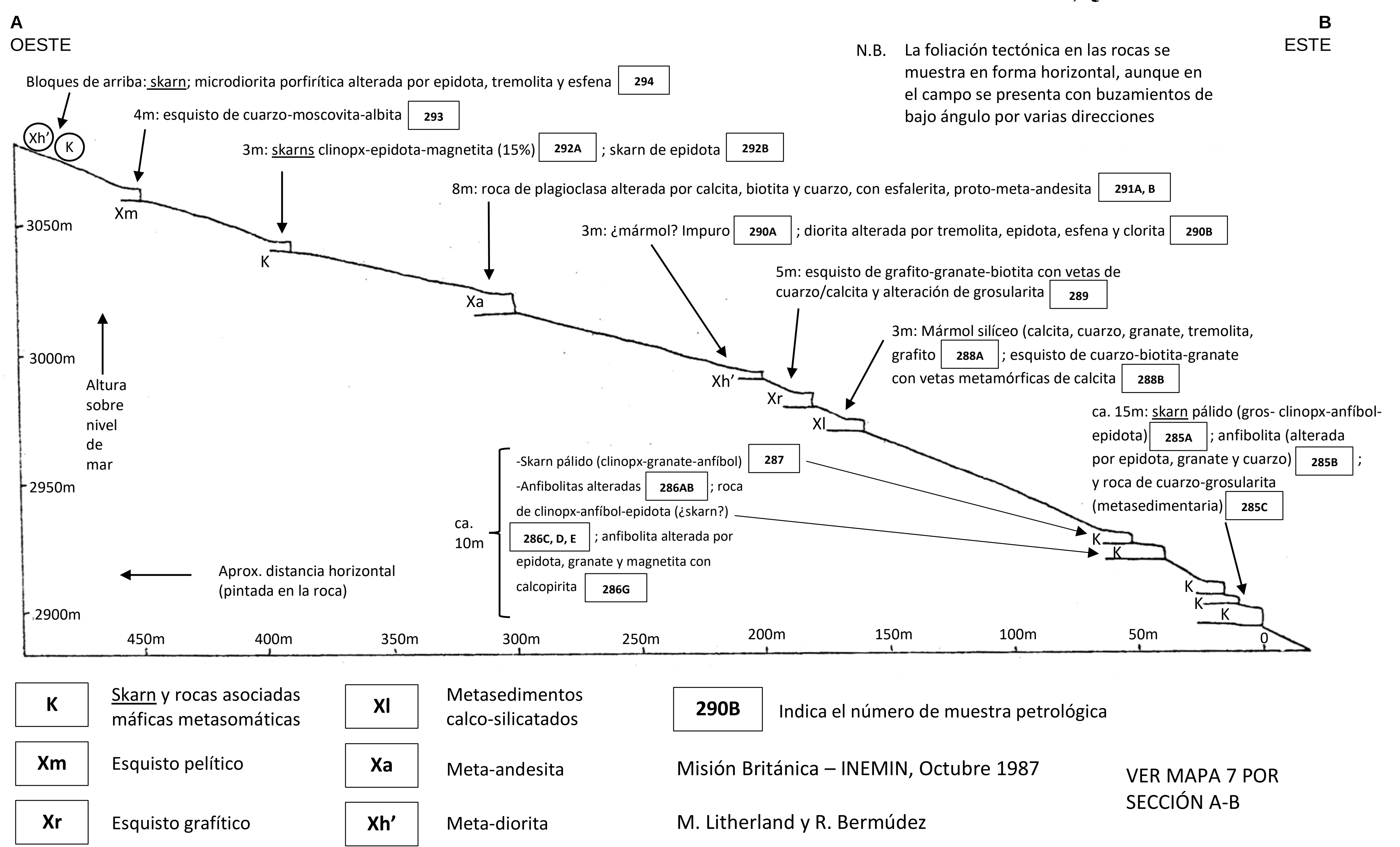
A pesar de la naturaleza subhorizontal de los afloramientos de El Placer no existen expresiones estructurales fotogeológicas correspondientes como para seguir el campo de skarn hacia el sur; el área tiene una exuberante vegetación y los rasgos estructurales no pueden ser seguidos con precisión. Se indica que el campo de 'skarn máfico' continúa hacia el sur por medio de bloques rodados de skarn máfico y metalava epidotizada encontrados en los Ríos Tigre, Niagara Chico y Niagara Grande en sus confluencias con el Río Mulatos y también por bloques de skarn máfico encontrados río arriba en el Río Niagara (muestras de Merlyn y Cruz, 1986). El Mapa 5 presenta una aproximación de los afloramientos del campo de skarn de El Placer y de la unidad volcánica máfica subyacente, basándose en la información disponible.

Como se indica en el Apéndice 5, la naturaleza del skarn y, la alteración y composición de las rocas ígneas dentro del paquete, sugieren que es una muestra de una asociación de skarn cálcico magnetítico (Einaudi et al., 1981), una amplia asociación de intrusivos dioríticos de alto nivel en complejos de arco de isla.

Al sur del campo de skarn de El Placer, como se ve en el Mapa 5, no existen más afloramientos o bloques de skarn máfico. Sin embargo, cerca de los contactos de fallamiento orientales de la secuencia de Cerro Hermoso (Mapa 9), existen horizontes ricos en granate en algunos estratos calco-pelíticos de la serie calcárea. El tamaño (de hasta 5 mm) y la relación de textura de estos granates (cortados y envueltos por el clivaje) son similares a aquellos en los esquistos adyacentes al igual que a las andalucitas y sillimanitas, sin duda de origen térmico metamórfico, en otros sectores de Cerro Hermoso. Por tanto, se cree que estos skarns pálidos de 'calcosilicatos' son efectos del metamorfismo de contacto del complejo plutónico adyacente Azafrán. El protolito no es máfico sino calco-pelítico. Se han observado rocas similares como rodados en el Río El Golpe (muestras de Merlyn y Cruz, 1986). Rocas que contienen andalucita también fueron observadas como bloques en el Río Mulatos.

Se han observado rocas fuertemente epidotizadas relacionadas al metasomatismo de la fase diorítica de Azafrán en forma de rodados en el Río Verde y en un pequeño riachuelo más al este, que corre al sur hacia el Río Pastaza (Mapa 5). Éstas son similares a aquellas de las litologías asociadas con el skarn de El Placer, pero no se observó verdaderos skarns máficos, o rocas de anfíbol-piroxeno-granate.

FIGURA 2. SECCIÓN DE LA PARTE ESTRUCTURALMENTE INFERIOR DE LA SECUENCIA DE SKARN, QUEBRADA SAN MARTÍN



Inmediatamente al norte del campo de skarn de El Placer (Mapas 5 y 7), las rocas en el Río Mulatos se forman de esquistos y gneises presumiblemente bajo el nivel del paquete tectónico de skarn. Los rodados en el Río Zapalá están dominados por la unidad máfica inferior del paquete de skarn, indicando que las rocas de skarn no afloran en el lado SE de este valle. Sin embargo, es posible que el campo de skarn aflore hacia el norte, se presume que a niveles topográficos más altos, ya que los bloques de skarn fueron observados río arriba (muestra No. 137, Mapa 7), y hacia el norte a lo largo del rumbo, se ha reportado skarns del Río Chalupas, cerca al área de estudio (Mapa 5).

Siguiendo hacia el norte es posible que la misma unidad tectónica de skarn esté presente en forma de rocas de epidota y lavas máficas epidotizadas encontradas como bloques, al igual que las serpentinitas, cerca de la cabecera del Río Cosanga y en el Río Quijos cerca de Baeza (ver 2.3.7). Algunas de las metalavas muestran magnetita visible.

Se ha reportado rocas volcánicas máficas epidotizadas, parte de la división Alao-Paute o Peltetec, provenientes de una ventana de basamento a lo largo del Río Blanco de Patate (Ing. E. Salazar, comunicación personal) en el extremo SW del Mapa 5.

2.3.7 Serpentinitas de la faja Central

Previo a la elaboración de este proyecto, bloques de serpentinita ya habían sido observados en el Río Chalpi (P. Duque, comunicación personal) y en el Río Quijos, cerca de Baeza (Colony y Sinclair, 1932) (Mapa 5). Estos autores reportan un afloramiento de serpentinita, pero el grupo del proyecto solo ha confirmado grandes bloques rodados. Estas serpentinitas son de color gris/verde oscuro y presentan antigorita fina y una prominente fase carbonática. Bloques rodados asociados incluyen rocas de epidota monominerálicas, similares a aquellas asociadas con los skarns máficos (ver 2.3.6). los bloques son de hasta un metro de ancho y se requiere de un trabajo posterior para buscar el afloramiento descrito por Colony y Sinclair o el origen de los bloques conocidos.

Serpentinitas carbonáticas del mismo color gris/verde oscuro fueron notadas como rodados a lo largo del Río Mulatos (Mapas 5 y 7) y en la Quebrada de Los Incas la que va hasta el Río Muyo (Mapas 5 y 8). Las muestras anteriores fueron observadas por primera vez en el Río Mulatos al norte del campo de skarn principal de El Placer, y así algunos, y probablemente todos, no se derivan de este sector. De hecho, no se observaron bloques de serpentinita en el Río El Placer. Sin embargo, sí se observaron afloramientos de 'skarn de diópsido' (ver No. 274, Apéndice 5) de carácter ultramáfico en la base de la unidad máfica sub-skarn y así es posible que las serpentinitas se derivaron del norte de una extensión de este paquete tectónico skarn/¿ofiolítico?. Los bloques de la Quebrada de Los Incas probablemente provienen de un paquete ofiolítico dentro de los gneises y esquistos al este.

Así la caza de afloramientos de serpentinita fue finalmente premiada en la travesía Río Antisana-Río Cosanga (Mapas 5 y 6). Un lente de 6m de serpentinita de color gris/verde oscuro fue observado sobrepuesto tectónicamente por aproximadamente 40 m de meta-limolita laminada (seguida por augen-ortogneis) y es subyacida por aproximadamente 200 m de filitas grafíticas negras. Hacia el este, a través de una posible estructura antiforme, la ¿misma? unidad se encuentra como bloques de serpentinitas asbestiformes negras, acompañadas por bloques de asbesto, más parecidos a las serpentinitas de Peltetec de la faja Occidental, y por bloques de metalavas máficas epidotizadas, y rocas de epidota (?skarns).

Los únicos informes adicionales sobre serpentinitas provienen de Sauer (1958), a lo largo de su travesía por el "Río Mulatos". Para poder localizar estos afloramientos y bloques es importante en primer lugar localizar su travesía. A este respecto y a pesar de los nombres topográficos como Anatenorio, Leones, Cueva Langoa y Río Langoa, todos los cuales corresponden a la travesía reciente Río Anatenorio-Río Mulatos (Mapa 7), una mirada a su croquis (Croquis No. 1 de los Llanganates) aclara que Sauer atravesó a lo largo del Río Golpe-Río Niagara y únicamente arribó al (actual) Río Mulatos al final de su travesía. Las altitudes detalladas en Sauer (1965) apoyan esta localización. Así la localización de los afloramientos de serpentinita de Sauer (ver Mapa 5) deberá ser realizada a lo largo del Río Niagara antes de su confluencia con el Río Mulatos, y hacia el este a lo largo del mismo Río Mulatos. Basta decir que el proyecto no ha observado afloramientos de serpentinita a lo largo de la sección del Río Mulatos. Sin embargo, basándose en su reputación geológica es probable que afloren a lo largo del Río Niagara (Merlyn y Cruz, 1986, no llegaron hasta estos niveles) y podrían haber sido arrastrados hacia el este a lo largo del Río Mulatos. Las aguas más bajas del Niagara son de difícil acceso. El montañista del Everest, Hamish McInnes (1984), tuvo que cruzar desde el Niagara al Niagara Chico para alcanzar el Río Mulatos debido a las dificultades que se presentaron. Así cualquier chequeo de campo de las serpentinitas de Sauer requiere de un buen clima (ríos con caudales bajos) y de "valor".

2.3.8 Ortogneises graníticos de la faja Central

Ortogneises de granitoide principalmente de composición biotita-moscovita ocurren dentro de la secuencia metavolcano-sedimentaria regional, formando un cinturón a lo largo del rumbo de la parte occidental de la faja Central del Complejo Metamórfico entre los Ríos Papallacta y Pastaza. De hecho, el Mapa 5 presenta que, dado el estado actual de los conocimientos, se puede trazar una línea dividiendo estos afloramientos de aquellos localizados en el complejo ígneo de Azafrán (2.3.9), el que está dominado por litotipos no-graníticos: diorita y granodiorita.

En todos los afloramientos existe evidencia de huellas tectono-metamórficas y la mayoría de las rocas podrían ser clasificadas como ortogneises. En muchos lugares la fábrica gnéisica está marcada por texturas de 'augen' feldespato/cuarzo.

Los afloramientos en Papallacta y dentro del 'núcleo antiforme' a lo largo de la travesía Río Antisana-Río Cosanga se distinguen por la presencia de cuarzo azul, y en algunos lugares, por feldespato potásico ahumado-gris. Estos se encuentran correlacionados provisionalmente con el conjunto Tres Lagunas (2.4.3) encontrado al este del frente Baños hacia el sur.

El resto son probablemente parte de la misma fase intrusiva. Predominan los gneises de 'augen', con o sin la presencia de feldespato ahumado-gris.

Se observó diques de anfibolita en los ortogneis cerca a Papallacta y al este de Cerro Hermoso.

2.3.9 El complejo intrusivo de Azafrán de la faja Central e intrusiones menores

Éste fue identificado por Sauer (1958) a lo largo del Río Pastaza. Una cantera, en la fase de cuarzo-monzonita a lo largo del camino Baños-Puyo (Río Pastaza) es ahora el afloramiento mejor conocido.

Previo a este proyecto, el plutón de Azafrán fue restringido al sector del Río Pastaza. Sin embargo, el Mapa 5 presenta una considerable extensión al norte, así que es posible que el cuerpo Azafrán sea de un tamaño, orientación y latitud similar al cercano batolito de Abitagua al este.
El programa geocronológico del Proyecto recolectó nueve muestras de la fase monzonítica de cuarzo de la cantera y sus cercanías (ver la “granodiorita” de Azafrán, Apéndice 3) para ser utilizado en datación Rb-Sr. Esto da una edad isócrona de 120 ± 5 Ma. Dos muestras de la fase de diorita del Río Verde al oeste se encuentran fuera de esta línea sugiriendo en un punto dado una edad más antigua. Un bloque de diorita del Río Verde dio una edad K-Ar de 171 ± 5 Ma (Litherland, 1987, Apéndice 4), mientras que las dataciones previas, y poco confiables, citadas en Litherland (1987) dieron alrededor de 175 Ma.

Así la datación de 120 ± 5 Ma para la fase de cuarzo-monzonita debió tomarse como una edad mínima para el complejo, permitiendo la posibilidad de que la fase de diorita, o el complejo como un todo, sea más antiguo y más parecido a la edad de 162 Ma del batolito de Abitagua. Por lo tanto, se debe tener en cuenta que las fases del ‘complejo’ pueden ser de edad marcadamente diferente.

La monzonita de cuarzo leucocrático del camino Baños-Puyo es una roca homogénea con gneisificación marginal. Esta litología no ha sido notada hacia el norte donde los afloramientos y bloques alrededor de Cerro Hermoso y a lo largo del Río Mulatos están dominados por metadioritas tectónicamente-foliadas y por metagranodioritas. La identificación de la fase plutónica al este de Cerro Hermoso es importante ya que los mapas previos, ej. Kennerley (1971), indican una capa de sobrecorrimiento de rocas calcáreas extendiéndose a través de este sector. Es notable en la región de Cerro Hermoso que la fase diorita/granodiorita se vuelve menos deformada lejos de las fallas prominentes (Mapa 9) a las que se les conoce como contemporáneas con el primer clivaje/esquistosidad en las rocas metamórficas.

Los afloramientos al oeste de la fase de metadiorita ocurren a lo largo de una faja angosta al oeste de la falla Walter Sauer (Mapa 9) y esta unidad tectónica puede ser seguida hasta el Río Mulatos donde ocurren afloramientos dentro de gneises y esquistos inmediatamente bajo el paquete de skarn (Mapa 7). Río abajo, a lo largo del Río Mulatos existen afloramientos o bloques de metadiorita y granodiorita y también dolerita, gabro, granito y aplogranito frescos y no-deformados. Son comunes los xenolitos máficos en la fase principal diorita/granodiorita. Los afloramientos y bloques indican una gneisificación y milonitización local con vetas concordantes de calcita-cuarzo-biotita-sulfuro, pero todas las rocas están cortadas por vetas de cizalla posteriores y epidotizadas.

Hacia el norte, granodioritas igualmente deformadas fueron observadas en el área de estudio del Río Chalupas.

Generalmente los intrusivos menores no están deformados: pegmatitas pequeñas, aplitas y cuarzomonzonitas microfeldespáticas leucocráticas, encontradas cortando ya sea el complejo de Azafrán o las rocas hospedantes. La fase microfeldespática, en algunos lugares fuertemente caolinizada, es similar a los diques sintectónicos de la faja Occidental (ver 2.2.10) y también algunos diques tardíos dentro del granito de Abitagua.

2.3.10 Formaciones cretácicas de la faja Oriental

En los alrededores del área del Río Pastaza-Río Topo el trazado de las Formaciones cretácicas Hollín, Napo y Tena (Mapa 5) es adaptado a partir de las respectivas hojas geológicas de INEMIN y de datos recientes obtenidos de compañías mineras.

A lo largo del Río Mulatos las calcilutitas y calizas fosilíferas negras clivadas (Litherland, 1987, Mapa 6) se atribuyen a la Formación Napo, y a la brecha de exposición al este, correspondiente al ingreso de rodados de areniscas amarillas, rojas y púrpuras, lutitas oscuras y bloques de calizas/chert pálidos y oscuros, tentativamente se piensa que representan la Formación Tena.

Las calizas fosilíferas negras cercanas al frente Subandino cerca del Río Pastaza han sido confirmadas, paleontológicamente, como de edad de la Formación Napo (información proveniente del sector privado).

2.3.11 La división volcánica del Río Mulatos de la faja Oriental

A lo largo del Río Mulatos, el frente Subandino está marcado por el ingreso al este de andesitas grises clivadas, pórfidos y pizarras negras. Una muestra de lava recolectada cerca al frente está fuertemente epidotizada y se asemeja a ciertas muestras derivadas del paquete del skarn hacia el este. La epidotización fue previa a la deformación final (¿movimiento subandino terciario?) y tiene la forma de brecha.

Hacia el este, a lo largo del Río Mulatos, pasando las probables Formaciones cretácicas, existe una faja volcánica de 9km de ancho antes de llegar al granito de Abitagua. Esta unidad produce un terreno montañoso similar al que se encuentra en el granito y ha sido incluido en el batolito de Abitagua en la hoja geológica de INEMIN; aunque Tschopp (1953) realizó una diferenciación preliminar.

Los afloramientos de esta sección comprenden lavas masivas, de composición ácida a intermedias, incluyendo tipos silíceos de aspecto de chert, y tipos porfiríticos, con aglomerados, lavas de flujo, y unidades volcanosedimentarias verdes con estratificación cruzada. Las inclinaciones de capas, en los sitios donde fueron notadas, estaban entre 20° y 50°; las rocas son esencialmente no deformadas.

A lo largo del rumbo del frente Subandino desde los afloramientos del Río Mulatos existen unas metavolcánicas filíticas, verdes-grises-clivadas, metatobas y metasedimentos hacia el sur cerca al Río Pastaza y al norte a lo largo del camino Papallacta-Baeza. Estos se encuentran provisionalmente correlacionados con la división del Río Mulatos. Una característica petrográfica de una muestra de metatoba, desde la sección del camino al sur del Río Pastaza al Río Negro, es la presencia de volcaniclastos con puntos ferruginosos similares a aquellos encontrados en muestras de Cerro Hermoso y del Río Chalupas, es decir de rocas de la faja Central.

2.3.12 El batolito de Abitagua de la faja Oriental

Este batolito forma un gran cuerpo plutónico elongado, de aproximadamente 120 km de largo. Su ancho ha sido reducido al que se presenta en las hojas geológicas de INEMIN (ver 2.3.11). Las litologías están dominadas por monzogranitos de biotita con feldespato potásico megacrístico rosado. Xenolitos volcánicos y diques tardíos microfeldespáticos, aplita y pórfido de cuarzo son una característica de algunos afloramientos.

Las edades geocronológicas previas de 173 ± 5 Ma y 178 ± 7 Ma (citadas en Litherland, 1987) se encuentran cerca de lo que ahora se considera como la edad establecida de 162 ± 1 Ma, basándose en los resultados del programa geocronológico del Proyecto (Apéndice 3). Esta edad se deriva de un isócrono de 17 puntos tomado de nueve muestras recolectadas a lo largo de una sección de 3 km del camino a través de la Cordillera de Guacamayos y siete a lo largo de la sección del Río Pastaza. Así el batolito de Abitagua es de edad Jurásica Media.

A lo largo del Río Mulatos existen pequeños afloramientos de granitoides y vetas feldespáticas finas dentro de la división volcánica del Río Mulatos cerca al contacto del batolito principal, sugiriendo que la división del Río Mulatos es más antigua. El afloramiento principal presenta un margen diorítico xenolítico occidental intruido por la fase de granito rosado principal hacia el este (Mapa 5).

2.3.13 Estructura del complejo metamórfico entre los Ríos Papallacta y Pastaza

El decir que la estructura de esta área es compleja sería una descripción incompleta. De hecho, los estudios llevados a cabo por el Proyecto apenas han comenzado a revelar posibles complejidades, esto es sólo 'la punta del iceberg'. Paquetes extensos de sobrecorrimiento tectónico se indican por las foliaciones planas, mientras que la foliación inclinada podría indicar el replegamiento de la misma. A pesar del difícil acceso, clima y pobre afloramiento, la importancia del mapeo estructural para la comprensión de la geología y potencial mineral no debe ser sobreestimada, especialmente ya que las expresiones litológicas y de foliación son fotogeológicamente pobres o no existen.

Siguiendo hacia el oeste a través del área del Mapa 5, la faja Oriental esencialmente no se encuentra deformada en el batolito de Abitagua y en la ¿más antigua? división del Río Mulatos inmediatamente al oeste. Luego sigue una faja de corrimiento terciario de las Formaciones cretácicas y de la división del basamento del Río Mulatos hasta el frente Subandino, otra estructura terciaria, quizás una estructura más antigua reactivada en el Terciario? Existen clivajes penetrativos en estas rocas, especialmente en la división de esquistos verdes del Río Mulatos de Baeza y del Río Pastaza. El clivaje de Baeza se encuentra replegado por pliegues con transporte hacia el este con un clivaje de crenulación planar axial fuerte. Aún tiene que ser determinado si es que el primer clivaje en los esquistos verdes podría correlacionarse con el clivaje en las Formaciones cretácicas, o es más antiguo.

Movilizándose hacia adentro de la faja Central, la tectónica del Cerro Hermoso y del complejo ígneo de Azafrán parece relacionarse a un solo evento, manifestado por fallas de buzamiento fuerte relacionadas a clivajes, esquistosidades y fajas de ortogneis. Con respecto a la estructura de Cerro Hermoso (Mapa 9), fue una sorpresa, luego de por primera vez encontrar evidencia de sobrecorrimientos tectónicos sobre muchas otras partes del complejo metamórfico, que tales estructuras estuvieran ausentes en la única área donde fueron reportadas con anterioridad (Sauer, 1958; Kennerley, 1971; Vera y Vivanco, 1983). Ellos reportan capas de sobrecorrimiento o primeros clivajes planos subparalelos a la estratificación en Cerro Hermoso, pero el Proyecto solo mapeó pliegues primarios simples verticales (Mapa 9). Esto no descarta por completo la posibilidad de un proceso de sobrecorrimiento de capas pre-clivaje que no dejó una huella tectónica en las rocas. Sin embargo, si este fuera el caso, los contactos de dichas capas deberían ser observados en el sector de Cerro Hermoso tan bien expuesto. Más aún, la identificación de foliaciones tectónicas planas dentro de las capas de corrimiento hacia el este deberá apuntar a la probabilidad de que las rocas de Cerro Hermoso hayan sufrido sólo una fase de deformación asociada con un clivaje subvertical, y por lo tanto son autóctonas.

Hacia el norte, las muestras de la metagrauvaca volcánica de Chalupas la que presenta afinidades petrográficas con las grauvacas de Cerro Hermoso, muestran microscópicamente, la presencia de un único clivaje penetrativo. Así una faja "autóctona" con un primer clivaje de buzamiento fuerte, podría ser propuesta para la margen oriental de la faja Central en Cerro Hermoso-Chalupas (Fig. 3).

Siguiendo hacia el oeste desde Cerro Hermoso existen dos fallas o corrimientos de importancia los que tentativamente pueden ser seguidos hacia el Río Mulatos y los que marcan cambios importantes en los patrones estratigráficos y tectónicos a través de la faja Central.

La más oriental de estas fallas, la Walter Sauer del Mapa 9, buza aproximadamente 70° al oeste y marca un corrimiento de la metadiorita de Azafrán sobre la secuencia de Cerro Hermoso más joven hacia el oeste. La falla oriental marca el ingreso de los ortogneises graníticos y la aparente separación de estas rocas del complejo de Azafrán. Las rocas al oeste, ortogneises, esquistos, etc., se encuentran marcadas por una foliación tectónica con una fuerte inclinación, la que, en los esquistos, podría identificarse como posterior a una previa foliación o foliaciones.

Seguidas hacia el norte (Mapa 5), estas fallas se muestran bifurcando y rodeando el paquete tectónico de skarn de El Placer de rocas subhorizontales foliadas, entre las cuales las unidades de esquistos indican por lo menos una segunda foliación, sobre gneises, esquistos y metadioritas de Azafrán con fuertes inclinaciones. También se encuentran dioritas dentro del paquete de skarn. La base del paquete de skarn está marcada por el ingreso de mármoles y de metalavas anfibolíticas sobre los gneises miloníticos semipelíticos, metadioritas y esquistos grafíticos con inclinaciones de foliación moderadas al oeste (Mapa 7). Así es posible que la falla oriental esté plegada alrededor de la base del paquete y no continúe al norte como se indica en el Mapa 5. Deja de ser un lineamiento principal en las imágenes LANDSAT en este punto. Las rocas de skarn se cree que son posteriores a una fábrica tectónica temprana (Apéndice 5), y estudios de bloques rodados indican un evento de gneisificación localizado posteriormente.

Es esta, la única interpretación razonable para el paquete tectónico de skarn de El Placer como una capa de sobrecorrimiento.

Hacia el norte, a lo largo de la travesía Río Antisana-Río Cosanga las foliaciones tectónicas (segundas estructuras) con buzamientos moderados a suaves definen una serie de capas de corrimientos principales replegadas dentro de un antiforme suave. Estos paquetes tectónicos parecen conformar lo siguiente:

TOPE:	ortogneis.
	serpentinita/filita negra/esquistos verdes volcánicos/rocas de epidota.
BASE:	ortogneis de cuarzo azul

Más al este las fotografías presentan una foliación bien definida inclinándose suavemente al este (Mapa 5).

Hacia el norte, entre Papallacta y Baeza (Litherland, 1987; Mapa 5) el mapeo de la esquistosidad principal (segunda o tercera), define una faja plana importante la que solo podría ser interpretada como un sobrecorrimiento mayor o nappe.

El frente Baños sólo está expuesto en el sector SW del Mapa 5. Ésta es una estructura de ¿corrimiento? con fuerte inclinación marcando el límite oriental de la división Alao-Paute de la faja Occidental (2.2.6). Un segundo clivaje de fuerte buzamiento es bastante visible en estas rocas, asociado con pliegues verticales principales los que repliegan una foliación anterior de estratificación/S1 de probable actitud original subhorizontal.

2.3.14 Interpretación del complejo metamórfico entre los Ríos Papallacta y Pastaza

En la sección 2.2.12 la faja Occidental se interpreta en términos de colisión tectónica de placas. Siguiendo este modelo la secuencia de arco de isla de Alao-Paute presenta un contacto tectónico oriental, el frente Baños, contra la faja Central del complejo metamórfico descrito aquí. Este complejo contiene capas de sobrecorrimiento a gran escala, las que deben estar relacionadas a procesos de colisión continental, y la lógica presunción sería que los patrones litológicos y estructurales de las fajas Occidental y Central estén relacionados al mismo evento colisional. Sin embargo, basándose en los conocimientos actuales, esta aseveración no puede mantenerse aún. Los siguientes puntos explican el porqué:

(a) **La edad o edades** de las rocas metamórficas son desconocidas. Las divisiones de la faja Occidental están sobreyacidas discordantemente por sedimentos y volcánicos maestrichtianos (70 Ma). La andalucita, sillimanita y grandes granates del sector de Cerro Hermoso probablemente indican metamorfismo termal por el plutón de Azafrán con una edad mínima de 120 Ma. Al este la evidencia sugiere que la división volcánica del Río Mulatos está cortada por el granito de Abitagua (162 Ma). Esta división presenta afinidades petrográficas con rocas de Cerro Hermoso y de Chalupas. Esto, y la presencia de la secuencia calcárea de Cerro Hermoso, sugiere una posible correlación con la Formación Santiago (?Triásica-Jurásica Inferior) del Oriente, la que se encuentra intercalada con rocas volcánicas al oeste (Tschopp, 1953). Vale anotar que, al oeste de Baeza, existen pocos cambios en la composición a través del frente Subandino de un esquisto verde a otro.

(b) **El papel del tectonismo terciario** aún tiene que ser comprendido. Claramente se observa que las fallas o corrimientos terciarios dominan el patrón de afloramiento al oeste hacia el frente Subandino. Pero, ¿afectan ellos las rocas encontradas más al oeste? Probablemente no, ya que la andalucita/sillimanita/granate de metamorfismo termal de Cerro Hermoso son sintectónicas con respecto al clivaje regional y fallas asociadas, y estos minerales casi con certeza se relacionan al complejo de Azafrán de 120 Ma. Así, el frente Subandino podría representar una estructura más antigua reactivada. Las serpentinitas de Sauer (1958) se encuentran cerca de ella y los bloques de serpentinitas del Río Quijos podrían derivarse de esta línea. Por lo tanto, existe una sutura ofiolítica hipotética aquí.

(c) **Trabajos posteriores** en la faja Central tendrán que contemplar la posibilidad de construir una columna tectónica de capas de corrimiento o nappes y buscar la evidencia del transporte tectónico general para formular un modelo de tectónica de placas. Las marcas de guía ideales incluyen las serpentinitas, skarns, mármoles y metagranitos de cuarzo azul (¿relacionados a colisión?). Los skarns son de afinidad de arco de isla (Apéndice 5) y se encuentran asociados con lavas máficas. Franjas de mármoles y calco-silicatos se encuentran presentes, pero no pueden estar necesariamente correlacionadas con la secuencia de Cerro Hermoso. Al norte parece que las serpentinitas se encuentran con lavas epidotizadas de tipo skarn. Así una ofiolita de obducción plegada podría proponerse con o sin skarns de lava máfica y mármoles. Esta podría ser una franja de la secuencia Peltetec-Alao-Paute del oeste, o desde una cuenca marginal de trasarco, o desde un 'arco' de Azafrán al este, de donde rocas autóctonas epidóticas han sido observadas. Si se encuentra presente un escenario tipo alpino, ej. Dewey et al. (1986), entonces, sobre la mélange de ofiolitas de obducción se deben esperar rocas de un grado más alto derivadas de la base del continente sobrecorrido. La figura 3 presenta un posible modelo 'alpino' para el área en consideración. Hacia el este a lo largo de la travesía Río Antisana-Río Cosanga (Mapa 5) existe un área de rocas masivas 'no foliadas', las que aparentemente sobreyacen tectónicamente a la unidad ofiolítica. Así parece ser un sector apropiado para encontrar rocas sobrecorridas de alto grado desde la base del continente en colisión.

2.4 El complejo metamórfico entre el Río Paute y la frontera peruana

2.4.1 Introducción

Esta sección es un resumen de los resultados del trabajo llevado a cabo sobre el área arriba mencionada (Mapa 10) e incluye los siguientes datos de geotravesías de norte a sur:

(a) Sevilla de Oro-Copal-Méndez (este informe, Mapa 11)

(b) Santa Teresita-Arenillas; Maylas-La Merced (este informe, Mapa 12)

(c) Sigsig-Santa Bárbara; Principal-Tres Lagunas (este informe, Mapa 13)

(d) Limón-Gualaceo (Litherland, 1987, Mapa 13)

(e) Sigsig-Chiguinda; Sigsig-Mina Peggy (Litherland, 1987, Mapa 14)

(f) Gima-Nueva Tarqui; Gima-Chigüinda (este informe, Mapa 14)

(g) Oña-Tres Lagunas-Yacuambí-Yantzaza (este informe, Mapa 15)

(h) Saraguro-Loja (Litherland, 1987, Mapa 15)

(i) Saraguro Loja: camino nuevo (este informe, Mapa 16)

(k) Loja-cuenca de Malacatos-Quilanga (este informe, Mapa 17)

(l) Valladolid-Porvenir (este informe, Mapa 18)

(m) Loja-Zumba (Litherland, 1987, Mapa 17)

(n) El Chito-La Cruz (este informe, Mapa 19)

Al Mapa 10 se incorpora cierta información proveniente de hojas geológicas publicadas por INEMIN en el oeste, y una interpretación provisional de imágenes LANDSAT realizara por el Ing. F. Jiménez, al este. Incluye una parte de la faja Occidental del complejo metamórfico de la Cordillera Real, pero principalmente se ocupa de rocas de las fajas Central y Oriental.

Litherland (1987) utilizó ciertas divisiones litológicas informales para describir este sector. Éstas han sido reemplazadas o aumentadas por otras como se indica en la Tabla No. 2.

Tabla 2. Subdivisiones del Complejo Metamórfico del Sur, de oeste (arriba) a este (abajo)

Litherland (1987)	Este informe
División de rocas verdes y metasedimentarias de Alao División de esquistos verdes Guarumales	División de rocas verdes y metasedimentarias Alao-Paute
	Conjunto granítico de Tres Lagunas
División filítica semipelítica Loja	División filítica semipelítica Loja
División de gneis y esquisto Zumba	Complejo de basamento de Sabanilla
	División volcano-plutónica subandina
	División metasedimentaria más antigua de la faja Oriental
	Formaciones cretácicas de la faja Oriental

La siguiente descripción de estas divisiones va de oeste a este a través del área del Mapa 10.

2.4.2 La división Alao-Paute y el frente Baños

Estos están señalados al extremo NW del Mapa 10 al oeste del frente Baños, una línea tectónica definida en esta área para el ingreso al este de rocas del conjunto Tres Lagunas y de la división Loja. La línea difiere de la indicada por Litherland (1987), la que separa las divisiones Alao y Guarumales. Ahora preferimos incluir los esquistos verdes de Guarumales dentro de la división Alao-Paute. Así en el Mapa 1 la división Guarumales deberá ser incluida con las rocas de Alao-Paute.

Las rocas Alao-Paute al oeste del frente Baños como se muestra en el Mapa 10 son parte de una faja extensa de milonitas, con fuerte inclinación y entre 5 y 7 km de ancho. El frente Baños se presenta como el cambio al este desde las rocas verdes tipo Alao-Paute a rocas del conjunto Tres Lagunas y de la división Loja dentro de estas milonitas. Al norte del camino Gualaceo-Limón parece existir una mezcla tectónica de estas unidades. Meta-andesitas y metatobas conteniendo cloritoide pueden ser reconocidas en la secuencia de la división milonítica Alao-Paute al igual que los metasedimentos y posibles meta-aglomerados.

2.4.3 El conjunto granítico de Tres Lagunas

Las rocas que se presume pertenecen a esta serie fueron encontradas en primer término en Papallacta y luego en la Mina Peggy: la cadena de metagranitos de ‘cuarzo azul’ de Litherland (1987), pero los afloramientos y relaciones de campo se encuentran mejor expuestas en el cuerpo Tres Lagunas, mapeado por primera vez por Kennerley et al. (1973). Así, el conjunto ha tomado el nombre de esta localidad.

El mapeo realizado durante el programa de campo de 1987-1988 ha confirmado una faja no continua de estos cuerpos que se extiende desde el Río Collay en el norte, al basamento de la cuenca Terciaria Malacatos al sur. La extensión al norte de esta faja podría ser seguida a través de los granitos de cuarzo azul de la geotravesía Licto-Huamboya (Litherland, 1987) hasta Papallacta (ver 2.3.8) y probablemente continúa hasta la frontera con Colombia en la forma de los plutones de Chingual y La Bonita (Litherland, 1987).

Al sur la serie consiste de rocas plutónicas y metaplutónicas, su límite oriental intruye y está confinado por el límite occidental de la división Loja. El límite occidental del conjunto Tres Lagunas se encuentra mucho menos definido debido a la gruesa cobertura de volcánicos más jóvenes. Sin embargo, en el área de Sigsig la aparición de estas rocas coincide con la desaparición al este de las rocas verdes y metasedimentos relacionados de la división Alao-Paute, esto es a lo largo del frente Baños. Hacia el norte, con la excepción de los filones graníticos en la mélange de Peltetec (2.2.4) y ¿xenolitos? en el Plutón Alao (2.2.10), todos los afloramientos ocurren al este del frente Baños.

El conjunto Tres Lagunas normalmente se encuentra intensamente deformado y estas rocas ocurren típicamente como gneises, gneises de 'augen', esquistos y semi-esquistos. En la mayoría de los plutones más pequeños la naturaleza ígnea del protolito ha sido ampliamente destruida, pero lentes de 'granito gnéisico' menos deformados generalmente pueden ser reconocidos. En contraste, en el plutón Tres Lagunas, existen áreas relativamente grandes de intrusivos absolutamente no deformadas alejadas de zonas de cizalla. Es claro que el mayor proceso que afectó el conjunto de Tres Lagunas fue un cizallamiento regional a lo largo de series de fallas de rumbo Andino, y que las rocas foliadas son esencialmente milonitas/cataclastitas, las que podrían extenderse por varios kilómetros a través del rumbo. Inclinaciones de foliación a través del conjunto de rumbo Andino Tres Lagunas son uniformes hacia el oeste y varían de moderadas a fuertes.

No se encuentran disponibles análisis químicos de rocas para el conjunto Tres Lagunas, pero la composición parece ser restringida, variando de granodiorita a granito. No se encuentra hornblenda y la principal fase máfica consiste en biotita la que frecuentemente contiene rutilo y es de un color típico rojo-café. La moscovita es también común y se encuentra presente como una alteración sericítica de plagioclasa o como grandes cristales aislados. En algunas muestras de 'tipo greisen' la moscovita reemplaza a la biotita como el principal mineral 'máfico' y es de un color típicamente verde pálido y débilmente pleocroico. La plagioclasa aparece en algunas muestras como cristales subhedrales, alterados a color crema, mientras que el feldespato potásico ocurre en forma de grandes megacristales de color azul-gris (de hasta 14 cm de largo), los que podrían contener inclusiones tanto de plagioclasa como de biotita. El feldespato potásico es a menudo pertítico y relativamente fresco (ver también el Apéndice 6).

En muestras de mano, se puede ver que algunos especímenes del conjunto Tres Lagunas contienen cristales de cuarzo azul pálido de colores brillantes, pero el origen de esta coloración es desconocido. En láminas delgadas el cuarzo contiene agujas de ¿rutilo? sólo ocasionalmente, y podría ser que el color azul se deba a cizallamiento interno, ya que como se indicó antes, el conjunto Tres Lagunas en algunos lugares se encuentra bastante deformado.

Significativamente, la mayoría de las muestras examinadas también contienen granate, a menudo en forma de granos euhedrales, y en algunas de las variedades ricas en moscovita se ha identificado tentativamente cordierita. En muchos lugares la turmalina se encuentra asociada con el conjunto Tres Lagunas donde ocurre como vetas o manchas pegmatíticas, o aún más raras en forma de cristales aislados dentro del granito.

La edad de la serie Tres Lagunas es desconocida. Dos dataciones K-Ar para el plutón de Tres Lagunas, citadas en Litherland (1987) dieron como resultado 78 ± 1 Ma y 173 ± 4 Ma. Los estudios de Rb-Sr actuales del Proyecto, en cuatro muestras de bloques del río cerca de la Mina Peggy (Apéndice 3), no definieron un isócrono Rb-Sr y la datación del errorcrono de 82 ± 28 Ma de tres muestras se cree que representa una edad reajustada.

Con respecto al origen del conjunto, la mineralogía (Apéndice 6) tiene características de los granitos tipo-'S'. La evidencia de campo indica que ellos contienen xenolitos sedimentarios y volcánicos y al momento sugerimos que ellos representan anatectitas de la corteza las que se formaron como resultado de un episodio de colisión de edad desconocida. Aunque muestras recolectadas en el área de la Mina Peggy no definieron un isócrono, estas rocas dieron una intercepción de la proporción inicial de estroncio de 0.7176 ± 0.0014 (Apéndice 3) y esta alta proporción inicial podría sugerir una fuerte influencia de la corteza en su génesis.

2.4.4 La división filítica semi-pelítica de Loja de la faja Central

Esta división domina el complejo metamórfico de la faja Central al sur. Comprende una gruesa secuencia monótona de cuarcitas generalmente impuras de grano medio a fino, meta-limolitas, filitas grafíticas, pizarras y metagrauvacas ocasionales. Al sur del camino Gualaceo-Limón existe una ausencia marcada de rocas verdes de afinidad metavolcánica, y parece que toda la secuencia se derivó de una fuente continental. Desafortunadamente, no se encontraron estructuras sedimentarias como una ayuda para determinar la dirección de polaridad de las capas, la litoestratigrafía y el origen.

Al norte, sin embargo, por ejemplo, a lo largo de la travesía Sevilla de Oro-Copal (Mapa 11), existe un aparente cambio a lo largo del rumbo en la división Loja marcada por el ingreso de rocas metavolcánicas y también por el aumento aparente en grado metamórfico. Las aún dominantes rocas pelíticas y semipelíticas en algunos lugares llevan moscovita y/o biotita metamórfica gruesa, en contraste con las pizarras al sur, mientras que las unidades metavolcánicas son esquistos verdes con el desarrollo, en ciertos lugares, de tremolita-actinolita.

Hacia el norte, a lo largo de las travesías Paute-Méndez y Guamote Macas (Litherland, 1987, Mapas 11 y 12), la secuencia volcano-sedimentaria se mantiene en la faja Central; de hecho, a lo largo de la geotravesía Paute-Méndez es difícil distinguir esta secuencia de la división Alao-Paute (antes Guarumales) de la faja Occidental y podría ser que ésta involucre una única unidad litoestratigráfica. Parece que al sur la división Loja se depositó en un ambiente relativamente estable mientras que al norte la presencia de material volcánico indica un ambiente tectónico más activo.

Las rocas de la división Loja generalmente exhiben un clivaje fuerte, vertical, relacionado a pliegues D2 de rumbo Andino. Sin embargo, a lo largo del margen occidental de la división tanto el clivaje y la estratificación presentan inclinaciones suaves a moderadas al oeste y pliegues 'Z' menores vistos en algunas secciones (con dirección norte), los que sugerirían un transporte tectónico total hacia el este. Se requiere trabajo más detallado para establecer las relaciones estructurales exactas entre esta 'faja de foliación plana' (Mapa 10) y las estructuras más verticales al este en la división Loja.

La edad de la división Loja es desconocida. En el área alrededor de La Paz (Mapa 15) las rocas son intruidas y hornfelizadas por los plutones que pertenecen a la división volcano-plutónica subandina, la que se cree que es de edad predominantemente Jurásica (ver 2.4.7).

2.4.5 Plutones post-tectónicos e intrusivos menores de las fajas Occidental y Central

Dentro de las fajas Occidental y Central de la Cordillera Real existen varios stocks y pequeños plutones los que cortan las rocas metamórficas, pero están esencialmente no deformados. Así ellos proveen una edad mínima de metamorfismo en la Cordillera. La localización de estos plutones, junto con sus edades radiométricas (excluyendo dataciones K-Ar de plagioclasa las que se considera que son poco confiables) se presentan en el Mapa 10 y, como se puede ver, con la posible excepción del plutón San Lucas, el que puede ser en parte del Cretácico Tardío en edad, todos los plutones son de edad Terciaria Inferior. No tenemos disponible geoquímica detallada para estos plutones, pero todos llevan tanto biotita como hornblenda y basándonos en la identificación de especímenes de mano, predomina la composición granodiorítica-tonalítica-cuarzomonzodiorítica.

Además de lo antes mencionado, intrusiones menores félsicas y/o silíceas de alto nivel son comunes y aunque éstas tiendan a concentrarse al oeste, en algunas áreas se extienden a través de la mayor parte de la Cordillera, ej. a lo largo de los Ríos Altar y San Pablo (Mapa 14) y al este de Chigüinda (Mapa 11).

Estos intrusivos son especialmente comunes a lo largo del frente Baños y algunos de los cuerpos más grandes se presentan en el Mapa 10. En el área del Río Collay, ocurren pórfidos con hornblenda-biotita y hacia el sur (Litherland, 1987, Mapa 14) el camino a la Mina Peggy cruza a través de chimeneas de brechas tobáceas. A más de estos stocks y tapones subvolcánicos, diques félsicos son bastante comunes.

No se encuentran disponibles dataciones para estos intrusivos menores, pero generalmente se los considera como pertenecientes a la Formación pleistocénica Tarqui (Baldock, 1982).

2.4.6 El complejo de basamento de Sabanilla

Esta unidad previamente se la denominó como la división Zumba (Tabla 2), aflora a lo largo del camino Loja-Zamora al este de Sabanilla, y también al sur de Yangana, entre el Nudo de Sabanilla y Palanda, a lo largo del camino a Zumba. La presencia de estas rocas también ha sido confirmada al este de Valladolid y Yangana y al oeste de Palanda y Zumba (Mapa 10). En las travesías llevadas a cabo al norte del camino Loja-Zamora aún no ha sido localizada la extensión del complejo de basamento de Sabanilla el que se asume se atenúa hacia el norte.

La expresión del afloramiento de este complejo es extraordinaria ya que, aunque puede ser seguido por casi 150 km en dirección N-S en ningún sitio excede los 10 km de ancho. En aquellas áreas donde los márgenes oriental y occidental han sido revisados en el campo, ellos coinciden con los dos lineamientos subparalelos principales los que son particularmente visibles en las imágenes satelitales en la parte sur de la Cordillera Real.

Aunque durante estos estudios, no se ha realizado ningún intento para subdividir el complejo de basamento Sabanilla en sus unidades componentes, es evidente que representa una división compuesta la que tiene una larga y compleja historia geológica. Esencialmente consiste de gneises de grado medio a alto y, en parte, migmatitas, las que juntas forman una unidad distintiva que puede ser separada en forma clara de las rocas metamórficas generalmente de grado más bajo, y probablemente más jóvenes, las que ocurren en otros sitios de la Cordillera.

Al este de Sabanilla y al sur de Yangana la margen occidental del complejo consiste de cuarcitas gnéisicas con buzamiento fuerte vertical, las mismas que pasan al este dentro de un ortogneis biotítico tonalítico-¿granodiorítico? (con o sin moscovita). En las cuarcitas de Sabanilla, se puede ver, microscópicamente, sillimanita fibrosa la que se desarrolla a lo largo de clivajes principales y también se identificó granos de pertita menores. Podría ser significativo que éstas mismas cuarcitas, contengan también moscovita y biotita. La presencia de moscovita y sillimanita en la misma roca indica que estas rocas han pasado por lo menos por dos fases de metamorfismo.

Dentro de los ortogneis tonalíticos, la foliación está variablemente desarrollada, pero vetillas y concentraciones de biotita son muy comunes y en algunos lugares se mantienen xenolitos ricos en cuarzo. Además, en muchos lugares, estas rocas contienen segregaciones de etapas tardías de material cuarzo-feldespático. También se han identificado pseudomorfos que ahora consisten de agregados de mica blanca, posiblemente alterada de la cordierita.

Al este, hacia Zamora, se encuentran presente gneises migmatíticos, los que incluyen gneises de aspecto rayado (*streaky*), de alto grado de biotita con sillimanita-cianita (ver también Trouw, 1976). En los alrededores de Valladolid y al norte, son comunes los gneises de anfibolita con y sin biotita, y en varias localidades existen afloramientos de gneises de granate-biotita-moscovita. Gneises que contienen estaurolita ocurren al norte de Palanda sobre un área donde son comunes las pegmatitas de moscovita y/o biotita. Hacia el norte, en el sector del Nudo de Sabanilla, existen leucogranitos pegmatíticos menores no foliados de moscovita-turmalina-granate, los que están asociados con ortogneises de dos micas con granate. En otros lugares vetas leucograníticas, generalmente sin foliación, y segregaciones, han sido observadas cortando paragneises migmatíticos ricos en cuarzo y/o biotita.
Medidas estructurales dentro del complejo de basamento Sabanilla son normalmente fuertes y con rumbo Andino. La existencia de pequeños pliegues replegados en gneises expuestos a lo largo del camino a Zamora, y la presencia de bloques 'agmatíticos' sin orientación de gneis tonalítico con aspecto rayado, rico en biotita emplazados en una matriz de ortogneis tonalítico, indican una compleja historia.

La margen oriental del complejo, se encuentra bien expuesta al este de Valladolid donde buzamientos estructurales son generalmente suaves al oeste. Aquí se puede proponer que el complejo está sobrecorrido al este sobre los 'metasedimentos más antiguos' de la faja Oriental (ver 2.4.8).

No se encuentran disponibles determinaciones de edad confiables para las rocas de Sabanilla, pero la presencia de migmatitas y asociaciones de grado medio a alto sugieren una edad precámbrica. Las muestras recolectadas por el Proyecto (Apéndice 3) del ortogneis tonalítico al este de Sabanilla, no definieron un isócrono de Rb-Sr, pero sugieren una edad (de reajuste) mínima de cerca de 223 Ma con una alta intercepción inicial de proporciones de estroncio de 0.7121.

2.4.7 La división volcano-plutónica Subandina de la faja Oriental

Esta incluye a los extensos batolitos de Zamora y Río Mayo, presentados como un solo cuerpo en el Mapa 10, y los que están considerados como representantes de sus productos volcánicos y subvolcánicos asociados. Al norte incluye a un intrusivo sin nombre al este de Limón/Méndez (información de F. Jiménez). La división podría extenderse hacia el norte hasta incluir el batolito de Abitagua y la división volcánica del Río Mulatos del Mapa 5 (ver 2.3.11 y 2.3.12).

Petrográficamente esta división no ha sido estudiada a detalle, pero datos preliminares basados principalmente en identificación en el campo, indican que la fase plutónica varía en composición de diorita hornbléndica (con o sin biotita) y diorita cuarcítica, a tonalita/granodiorita. Los granitos se encuentran ausentes de manera notoria. Hornblenda y biotita son las fases máficas principales; no se observó moscovita.

La fracción volcánica está dominada por andesitas feldespáticas microporfiríticas y andesitas hornbléndicas. Lavas dacíticas también se encuentran presentes, y en algunas áreas, por ejemplo, al oeste de Copal (Mapa 11), son comunes gruesas brechas y aglomerados volcánicos.

Intrusivos subvolcánicos más pequeños de nivel alto se encuentran ampliamente difundidos y en muchos lugares están asociados con zonas de silicificación, epidotización o feldespatización. Parece que los intrusivos consisten principalmente de felsitas y/o dacitas, pero también incluyen pórfidos de cuarzo y/o feldespático.

Al oeste de Copal (Mapa 11) calizas recristalizadas, pálidas, azules/grises ocurren interestratificadas con los volcánicos y también se encuentran presentes filitas tobáceas. Hacia el sur, al oeste de Limón, andesitas fuertemente cizalladas y volcánicos félsicos clivados (¿tobas?) se encuentran junto con filitas, grafíticas en algunos lugares, y cuarcitas impuras más pequeñas. Sin embargo, al sur, oeste de Gualaquiza, las intercalaciones sedimentarias son escasas en los volcánicos y podría ser que sobre la parte al sur de la división el volcanismo sea esencialmente subaéreo.

La deformación dentro de esta división parece estar localizada, con el desarrollo del clivaje y ‘metamorfismo’ restringido a zonas angostas con rumbo Andino. Al oeste de Gualaquiza, por ejemplo, ‘metavolcánicos’ cizallados ocurren junto con volcánicos masivos no-clivados los que presentan poca o ninguna sobreimpresión metamórfica. Igualmente, al oeste de Copal, feldespato original, y en algunos lugares, fenocristales de hornblenda, se conservan, pero están visiblemente afectados por el clivaje alrededor de granos para formar ‘micro-ojos’. Una recristalización incipiente de la matriz y alrededor de los bordes de fenocristales originales es común, mientras que clorita y epidota se encuentran a lo largo de planos de cizalla.

Estructuralmente se considera que la zona Subandina, o faja Oriental, consiste de una serie imbricada de fallas inversas con buzamiento hacia el oeste, fuerte al oeste a moderado al este. Se piensa que estos movimientos de fallas son responsables de la deformación y del metamorfismo dinámico visto a lo largo de las laderas orientales de la Cordillera. Entre el margen occidental del batolito del Río Mayo y la cuenca terciaria de Zumba (Mapa 10), cerca de la frontera con Perú, existe una faja de rocas subvolcánicas principalmente de pórfidos de cuarzo y/o feldespato las que podrían estar relacionadas a las fallas que controlan la margen oriental de la cuenca Zumba.

Con respecto a la edad de la división Subandina volcano-plutónica, una única muestra de monzodiorita porfirítica de cuarzo y hornblenda perteneciente al área de Guaysimi del batolito de Zamora dio una datación de K-Ar de 151 ± 5 Ma (Litherland, 1987). Otra datación K-Ar, para el batolito de Zamora, no citada en Litherland (1987), dio 171 ± 6 Ma (Aly, 1980).

Estudios de Rb-Sr realizados por el Proyecto (Apéndice 3) son extensivos sobre el batolito de Zamora. Cinco muestras de monzodiorita/diorita de cuarzo del batolito del Río Mayo al sur de Palanda definen un isócrono de 144 ± 35 Ma. El alto índice de error se debe probablemente a la naturaleza básica de las muestras y por lo tanto a la poca propagación de las proporciones de Rb-Sr, y se espera que los análisis de K-Ar de minerales separados provean una mejor estimación de la edad de estas muestras.

Las muestras de Rb-Sr recolectadas en el batolito de Zamora (Apéndice 3) no definieron isócronos. Sin embargo, los más estimados son los siguientes:

(a) Muestras de granodiorita/monzodiorita de cuarzo del sector NW del batolito (Plutón Napurca), recolectado en el camino que lleva a La Paz, sugiere una edad de aproximadamente 185 Ma.

(b) Muestras similares en composición provenientes de la Cordillera de El Cóndor al este de Paquisha sugieren una edad de 198 ± 34 Ma.

(c) Granodioritas (adamelitas) recolectadas del Río Pituca al SE de Zamora sugieren una edad en exceso de 225 Ma, lo que indicaría una edad más antigua para esta parte del batolito.

Juntando todos los datos radiométricos, estos indican que la división volcano-plutónica subandina con certeza contiene elementos jurásicos, pero podría incluir fases triásicas más antiguas. Litotipos calco-alcalinos y proporciones iniciales bajas de estroncio para Zamora, Río Mayo y Abitagua (Apéndice 3) indican intrusivos tipo-I, derivados del manto o por subducción de las zonas de sub-placamiento. Se requerirá de mapeo y de estudios geocronológicos posteriores para determinar la relación exacta de edad de las rocas.

2.4.8 División metasedimentaria más antigua de la faja Oriental

Al este de Valladolid y en el Río Isimanchi al este de Zumba existen afloramientos de rocas sedimentarias de bajo-grado, las que se encuentran al este del complejo de basamento Sabanilla. Cerca al contacto, al este de Valladolid, las rocas metasedimentarias dominantes buzan a 30° al oeste paralelas al buzamiento de la foliación en el cercano complejo de basamento Sabanilla. Así el contacto se interpreta como un sobrecorrimiento al este del complejo de basamento sobre rocas de “cobertura”.

La división está compuesta, principalmente, de metasedimentos generalmente con fuerte buzamiento el que incluye filitas, meta-limolitas, cuarcitas y mármoles. Los mármoles podrían ser discontinuos, pero donde se ven, forman una serie de grandes lomas, algunas de las cuales han desarrollado escenarios típicamente cársticos (cavernas, hoyos de remolino, etc.). Los mármoles varían en color de azul a pálido y aquellos al oeste de Porvenir parecen ser particularmente puros.

Donde el sendero de Porvenir cruza el Río Numbalá (Mapa 18), se encuentran expuestas brechas masivas en una matriz relativamente limpia rica en cuarzo. Los clastos, que típicamente tienen entre 2 y 4 cm de ancho, están compuestos de semipelitas clivadas.

Aunque los estudios petrográficos aún no han sido llevados a cabo, es posible que bandas menores de rocas metavolcánicas ocurran en forma de filitas verdes y filitas esquistosas.

Con respecto a la edad, el contacto de esta división con el batolito de Río Mayo no ha sido observado, pero mientras uno se acerca a la intrusión, las rocas se vuelven intensamente silicificadas y hornfelizadas. Así toda la secuencia se considera que pertenece al Jurásico Inferior o es más antigua.

2.4.9 Formaciones cretácicas de la faja Oriental

Estas rocas, que aún no han sido estudiadas a detalle, comprenden tanto la Formación cretácica Hollín como la Napo, las que conforman respectivamente el principal reservorio de petróleo, y probablemente, la principal fuente de rocas hidrocarburíferas en el Oriente del Ecuador.

Al norte (Mapa 10), ambas Formaciones están expuestas a lo largo de la faja Oriental donde ellas son deformadas y clivadas.

Al sur los bloques de arenisca limpia, blanca, tipo Hollín, se encuentran presentes al NE de Chito (Mapa 19) y estudios en imágenes indican que estas areniscas de ¿Hollín? sobreyacen, con marcada disconformidad, a los volcánicos de la división Subandina volcano-plutónica.

Afloramientos extensivos de la Formación Hollín no metamorfizada han sido reportados al este de Porvenir y en las regiones superiores del Río Vergel al este de Palanda (Ing. G. López, comunicación personal), pero estas áreas no han sido revisadas en el campo por el Proyecto.

2.4.10 Serpentinitas

Una pequeña cantera en el camino al este de Zumba está compuesta de serpentinitas, piroxenitas de olivino, rocas ultramáficas tremolíticas y gabros. El afloramiento (Mapa 10) está situado cerca de la falla N-S definiendo el límite oriental de la cuenca Terciaria Zumba con la división metasedimentaria más antigua de la faja Oriental.

2.4.11 Interpretación del complejo metamórfico entre el Río Paute y la frontera con Perú

Aunque la geología metamórfica de la Cordillera Real y de la zona Subandina podría separarse en divisiones informales, la relación entre éstas, especialmente en términos de edad, aún es desconocida en su mayor parte. En vista de esto, cualquier interpretación de la historia geológica de estas rocas necesariamente será de naturaleza preliminar, pero con esto en mente se pueden realizar las siguientes observaciones:

La zona Subandina está dominada por rocas plutónicas/volcánicas las que se considera que son de edad Jurásica. Sin embargo, la información de dataciones radiométricas del batolito de Zamora indica que también pueden estar presentes dentro de este cinturón elementos más antiguos. Mineralógica e isotópicamente estas rocas son de tipo-I y se considera que representan los productos magmáticos de un magmatismo relacionado con una zona de subducción. En términos regionales el frente Subandino podría representar una zona de debilidad de corteza la que en profundidad corresponde al límite occidental de las rocas Precámbricas del cratón Amazónico: el entonces margen continental de Sudamérica. Si dicha interpretación es correcta, entonces se deduce que la división volcano-plutónica subandina estuvo emplazada dentro del margen occidental del cratón Amazónico y por lo tanto la serie podría tener ciertas características en común con el batolito costero (más joven) en Perú.

Al sur, el batolito de Río Mayo intruye lo que llamamos la división metasedimentaria más antigua (Mapa 10). Al aceptar una edad jurásica para el intrusivo damos una edad mínima para la unidad más antigua, dominantemente metasedimentaria. Ambas Formaciones cretácicas, la Hollín y Napo no se encuentran afectadas por el ciclo principal de magmatismo, el que dio lugar a la división volcano-plutónica subandina, y al este del Río San Francisco, al otro lado de la frontera con Perú, las cuarcitas Hollín que fueron preservadas sobreyacen con bastante discordancia a los volcánicos andesíticos que se encuentran asociados con el batolito del Río Mayo.

Las observaciones en el campo a través del frente Subandino sugieren que estructuralmente corresponden a series de fallas inversas con buzamientos generalmente fuertes hacia el oeste, las que probablemente tienen una larga historia de movimiento. La presencia de zonas de cizalla y/o fajas lineales de clivaje local con rumbo Andino asociadas con metamorfismo dinámico de bajo grado no sólo dentro de las Formaciones Napo y Hollín, sino también, especialmente al norte, dentro de los volcánicos Jurásicos de la faja Oriental, puede ser atribuida al movimiento a lo largo de esas fallas, las que definen el frente Subandino, la última de las cuales era de edad Terciaria.

Dentro de la Cordillera Real las rocas más antiguas reconocidas pertenecen al complejo de basamento de Sabanilla y probablemente son de edad Precámbrica. La forma angosta y alargada de esta unidad y la observación de que sus límites oriental y occidental, corresponden a lineamientos de fallas regionales principales son importantes. Aunque es posible que este complejo pueda representar el margen levantado del cratón Amazónico, es igualmente posible que éste sea un bloque alóctono el cual fue incorporado estructuralmente a la Cordillera Real probablemente en algún momento durante el Mesozoico Inferior o el Paleozoico.

La división Loja es la más ampliamente extendida de las unidades metamórficas, su límite oriental coincide con el frente Subandino al norte y el complejo de basamento Sabanilla al sur. Su límite occidental está definido por el frente Baños y la falla Las Aradas. Esta falla no define únicamente el límite estructural del complejo metamórfico al sur, pero también separa las rocas con rumbo andino de la Cordillera de aquellas secuencias paleozoicas y precámbricas con rumbo este en la parte norte de la Provincia de El Oro (Apéndice 8).

Intruida a lo largo del margen occidental de la división Loja se encuentra una serie regional de granitoides tipo-S, la serie Tres Lagunas (Mapa 10). El reciente descubrimiento de que estos plutones también existen al sur de Saraguro es importante, ya que, si se asume que toda la faja se generó durante el mismo evento, probablemente envolviendo colisiones de material continental al oeste, entonces la falla Las Aradas debería representar la continuación aproximada al sur del frente Baños. Al norte, los metavolcánicos y metasedimentos de la división Alao-Paute se hallan al oeste del frente Baños, pero aún la presencia de estas rocas no ha sido establecida en el sur, al este de la falla Las Aradas (ver mapas geológicos respectivos publicados escala 1:100000).

La ausencia aparente de la división Alao-Paute al sur es problemática, pero asumiendo que estas rocas estuvieron presentes originalmente en esta área entonces se puede concluir que su presencia no ha sido reconocida, o, alternativamente, que ellas fueron destruidas/removidas subsecuentemente por procesos tectónicos los que han afectado esta parte del entonces margen continental ecuatoriano.

2.5 Conclusiones regionales

La figura 3 presenta dos secciones geológicas esquemáticas a través de la Cordillera Real en zonas de estudios recientes. Aunque ambas secciones requerirán de revisión una vez se realicen estudios futuros, ellas ilustran los importantes avances realizados particularmente en la compleja faja Central, la que no ha sido tratada en el Apéndice 8.

En ambas secciones se presentan rocas de la faja (de colisión) Occidental (ver 2.2.12), en contacto tectónico con la faja Central a lo largo del frente Baños. Una vez más (ver Litherland, 1987) tenemos que reportar que la naturaleza del frente Baños no está “completamente entendida”: es decir que no está claro si ésta es una línea fundamental que separa rocas de diferentes edades en cualquier modelo de colisión. La figura 3, como se la dibujó, es muy similar a los modelos de colisión Alpina (ej., Dewey et al., 1986) pero si este modelo fuera aplicado necesitaría el sub-placamiento del continente sudamericano bajo la placa Chaucha-Arenillas (Apéndice 8), al contrario del sistema de subducción cenozoica del margen continental Andino, y dicho modelo no podría explicar la cadena de batolitos calco-alcalinos jurásicos subandinos relacionados a la subducción.

Al momento existen muchas interrogantes, por ejemplo, la dirección total del transporte tectónico de los sobrecorrimientos de la faja Central y el origen de las ofiolitas de la faja Central, para indicar el sub-placamiento relativo y si la colisión consistió esencialmente de una o de varias etapas. Pero si hubo colisión, como ilustra la sutura Peltetec de la faja Occidental bordeada al este y oeste por fajas de sobrecorrimiento y por una cadena de granitos de colisión al este.

De seguro serán necesarios más estudios geocronológicos, y si es posible, paleontológicos, para establecer edades de las rocas metasedimentarias y de los procesos relacionados con subducción y colisión: los eventos metamórficos y plutónicos. Una teoría ‘interesante’ podría comprender dos fajas de subducción formando el arco de isla Alao-Paute y el arco continental Subandino. Los sedimentos marinos relacionados a la última, probablemente de edad Jurásica-Triásica, podrían estar relacionados a la Formación Santiago en el Oriente.

FIGURA 3 Secciones esquemáticas por el complejo metamórfico de la Cordillera Real: (a) por el norte del Mapa 1 y del Mapa 5 (sección pre-cretácica); (b) por el sur del Mapa 1 y del Mapa 10 (sección actual). S1, S2, etc. indican edades relativas de foliaciones tectónicas.

Con respecto a la reconstrucción de terrenos Andinos (Apéndice 8), estudios recientes han presentado la extensión de los granitos de colisión de Tres Lagunas al este de la falla Las Aradas al sur de la Cordillera Real. Es por lo tanto lógico el llevar al frente Baños y la sutura de colisión Peltetec dentro de esta misma falla hasta el Perú, y no hasta Raspas, como se sugirió en el Apéndice 8. De veras, la mélange de Peltetec contiene filones tectónicos del granito Tres Lagunas. Es posible así que la sutura Raspas con rumbo este de la deflexión de Huancabamba fue ella misma parte de un terreno continental más grande Chaucha-Arenillas-Tahuín Amotape, previo a la colisión Peltetec, o, que la sutura Raspas es el resultado de aberturas restringidas de una cuenca oceánica siguiendo la colisión Peltetec. Existen así muchas hipótesis que considerar para la deflexión de Huancabamba.

3. OCURRENCIAS MINERALES Y ANOMALÍAS GEOQUÍMICAS

Como se indicó en Litherland (1987), las agrupaciones minerales siguen a aquellas del Mining Journal. En el presente informe únicamente anotamos las ocurrencias minerales o anomalías geoquímicas encontradas por el Proyecto, o en estudios relacionados con el Proyecto, en el periodo sobre el que se realiza el informe. Éstas se encuentran integradas con informaciones previas del Proyecto y con información fuera del Proyecto bajo el capítulo 4.

3.1 Metales preciosos

3.1.1 Oro

Oro electrum (aleación oro-plata) se encuentra presente en arsenopirita rosada, en algunas muestras de minerales pesados pertenecientes al Río Mulatos (Apéndice 4). Un “metal amarillo” también se encontró en todas las muestras.

Las serpentinitas y rocas asociadas a la división Peltetec, y las serpentinitas de la faja Central presentan valores de oro que van hasta 1.6 ppm (Apéndice 1).

Un valor de 0.3 ppm se registró en una muestra mineralizada perteneciente a labores antiguas en el Cerro Hermoso (Apéndice 1).

En muchos ríos en el sector sur se bateó oro, o se vio realizar este trabajo. También se observó antiguas labores auríferas. Estas localidades están indicadas en el Mapa 10 y en los mapas de comisión respectivos (Mapas 11 a 18). Las ocurrencias recayeron en dos fajas de oro principales: la Collay-Shincata y la faja Subandina, las que se detallan en la sección 4.4.

Valores de oro de 0.1 y 0.2 ppm se obtuvieron en zonas ricas en sulfuros, a lo largo del Río Yacuambí (Mapa 15), relacionadas con fallas y zonas de contacto (Apéndice 1).

3.1.2 Plata

El valor de plata más alto perteneciente a las muestras de rocas de skarn en El Placer/Río Mulatos es de 5.8 ppm de un esquisto grafítico de biotita-granate mineralizado (Apéndice 1 y 5).

Los niveles de plata en sedimentos fluviales alcanzan 4 ppm en las partes superiores del Río Santa Bárbara (Apéndice 2; Mapa 13) y hasta 5 ppm al norte del Río Antisana (Apéndice 2; Mapa 6).

3.2 Metales mayores principales

3.2.1 Cobre

Pequeñas mineralizaciones de cobre fueron observadas en los bloques de metalavas, asociadas con bloques de serpentinita y rocas epidotizadas cerca a la naciente del Río Cosanga.

La calcopirita/bornita es un mineral accesorio común en las muestras de skarn de El Placer/Río Mulatos (Apéndice 5) y en muestras de mineral pesado (Apéndice 4) al igual que tetraedrita y cubanita/mackinawita. El valor de cobre más alto de las muestras de roca es 1347 ppm proveniente de una turmalinita.

En el área de Cerro Hermoso existe una pequeña labor en esquistos piritizados (Mapa 9) con vetas de cuarzo asociadas. Se observó calcopirita. Pequeñas mineralizaciones de cobre fueron observadas en vetas angostas de cuarzo-calcita cortando la secuencia carbonática. Se observó bornita en rocas de contacto con granate, débilmente mineralizadas.

Existen pequeñas manchas de malaquita en bloques del plutón del Río Alao (Mapa 3).

A lo largo del Río San Pedro (7416-97145) al este de Cañar, existen pequeñas manchas de malaquita en los sedimentos y lavas de Yunguilla.

Pequeña mineralización de bornita/pirita se observó cerca de la Quebrada Totora Yacu (7417-96849) a lo largo del camino principal del Río Paute. La mineralización está asociada con pequeñas vetas de cuarzo y calcita en cherts y turbiditas de la división Maguazo y parece ser de tipo “stratabound”, ya que se encuentra en ambos flancos de un sinclinal (Mapa 1) en puntos aproximadamente equidistantes del trazo axial.

3.2.2 Plomo y zinc

Se observó esfalerita en las muestras de skarn de El Placer/Río Mulatos (Apéndice 5) y en minerales pesados del Río Mulatos (Apéndice 4). El valor más alto de zinc en las rocas de skarn fue de 4279 ppm de un calco-esquisto epidotizado.

Se observó galena en bloques de vetas de cuarzo en el Río El Placer y en los minerales pesados del Río Mulatos (Apéndice 4).

Se observó pequeña mineralización de galena en mármoles, cercanos a volcánicos, de la división metasedimentaria más antigua, al este del basamento de Sabanilla (Mapa 18).

Se identificó tentativamente smithsonita en un bloque de carbonato verdoso como relleno de cavidad en los mármoles de Cerro Hermoso.

Anomalías geoquímicas de zinc de 451 y 490 ppm fueron detectadas en los sectores de Sigsig y Río Antisana (Apéndice 2).

3.2.3 Estaño

Tentativamente se identificó casiterita en una muestra de mineral pesado del Río Anatenorio (Apéndice 4).

3.3 Metales de la industria del acero

3.3.1 Cromita

Se reportó cromita en muestra de minerales pesados del Río Mulatos que fluye desde la división volcánica Río Mulatos (Apéndice 4).

Los niveles de Cr en las serpentinitas (Apéndice 1) son estándar (1000-3000 ppm) para los complejos ofiolíticos a nivel mundial (Hutchinson, 1983).

3.3.2 Cobalto

El valor más alto de Co de las rocas de skarn de El Placer/Mulatos es de 51 ppm de un “skarn” ultramáfico de diópsido (Apéndice 1).

3.3.3 Hierro y mineralización de pirita

Existen ocurrencias de magnetita de hasta 15% en las rocas de skarn de El Placer (Apéndices 4 y 5) y en las metalavas cerca de la naciente del Río Cosanga, pero no se encontraron bloques de magnetita en estos sectores.

Pequeños bloques de rodados, de hasta 20 cm de ancho, de roca magnetítica fueron observados en áreas de la travesía Oña-Yacuambí (Mapa 15), especialmente en el Río Cambana y río abajo en el Yacuambí. Éstas se encuentran asociadas con rocas hornfélsicas piríticas.

Mineralización “fuerte” de sulfuros (dominantemente pirita) fue observada en las rocas de skarn de El Placer; en afloramientos de hornfels al este de la confluencia de los ríos Ingenio y Yacuambí (Mapa 15); y como una zona de falla de 1 m de ancho cerca de la Quebrada Curishpe en el mismo sector.

Existe una zona rica en pirita, de aproximadamente 10 cm de espesor, en la base de la cuarcita (No. 4 en Mapa 9), a aproximadamente 500 m SE de la Laguna Walter Sauer en el área de Cerro Hermoso. La mineralización está asociada con turmalina y cloritoide euhedral, y probablemente pertenece al tipo “stratabound”, relacionado o subyaciendo a un conglomerado delgado.

3.3.4 Manganeso

El porcentaje de 3.2 de Mn en la muestra 267H (Apéndice 1) probablemente está relacionado a la presencia de ¿rodocrosita? rosada en la roca, pero no tiene importancia económica.

3.3.5 Molibdeno

Granos de molibdenita han sido observados en los minerales pesados del Río Mulatos (Apéndice 4). El valor más alto de Mo en las rocas de skarn de El Placer/Río Mulatos es de 113 ppm de una anfibolita alterada.

3.3.6 Níquel
Una muestra del Río Mulatos contiene 5% de pirrotina (Apéndice 5).

Niveles de níquel de 500-2000 ppm en las serpentinitas (Apéndice 1) son similares a los niveles de ofiolita a nivel mundial (Hutchinson, 1983).

3.3.7 Tungsteno
El valor más alto de tungsteno de las rocas de skarn de El Placer/Río Mulatos es de 23 ppm de un mármol silíceo impuro (Apéndice 1).

3.4 Minerales combustibles

3.4.1 Petróleo
Como resultado de llevar a cabo revisiones de campo de rutina de las rocas metamórficas del margen de la cuenca terciaria Malacatos, se observaron afloramientos de fangolitas color chocolate, las que cuando fueron martilladas emitieron un olor característico a petróleo. Análisis preliminares de muestras indican que ellas tienen un rendimiento total de hidrocarburos (el que incluye cualquier residuo de contenidos de hidrocarburos junto con material orgánico inmaduro) de 60-80 kg/tonelada.

Los afloramientos se encuentran ubicados en la Quebrada Santo Domingo donde se cruza con el nuevo camino Malacatos-La Merced. Este camino no está marcado en la hoja topográfica de Gonzanamá (IGM), pero probablemente sigue la línea del viejo camino de herradura y cruza la Quebrada Santo Domingo por el cuadrante 88/38. De acuerdo a la hoja geológica de INEMIN (Gonzanamá), las rocas son de edad miocénica y probablemente pertenecen a la Formación San Cayetano la que también contiene cantidades menores de carbón y yeso.

Hay rumores de que existen filtraciones de petróleo al este de Palanda a lo largo de las secciones superiores del Río Vergel. Esto no ha sido comprobado por el Proyecto.

3.5 Minerales y metales de la industria química

3.5.1 Bismuto
Tentativamente se identificó bismuto/bismutinita en muestras de minerales pesados provenientes del Río Mulatos (Apéndice 4).

3.5.2 Yeso
Este mineral se extrae localmente, de las rocas terciarias de la cuenca Malacatos.

3.5.3 Caolín
Diques microfeldespáticos alterados, caolinizados, parecidos a aquellos descritos en Litherland (1987), han sido observados, pero no se considera que tengan potencial económico.

3.5.4 Roca fosfática
Resultados analíticos (Apéndice 1) de muestras recolectadas en el primer año, descritos en Litherland (1987), son decepcionantes. Se observa claramente que la caliza de pellets de la Formación Napo no es una ‘roca fosfática’ aunque geólogos con experiencia en esta unidad han indicado lo contrario.

3.6 Aislantes y refractarios

3.6.1 Asbesto

Se observó bloques de asbesto anfibolítico/talco verde de hasta 1 m de ancho asociados con bloques de serpentinita por la naciente del Río Cosanga (Mapa 6). Asbesto anfibolítico también ocurre como producto de alteración en el complejo Tampanchi. Ninguna de estas ocurrencias parece tener interés económico.

3.6.2 Grafito

Aunque filitas grafíticas y esquistos son comunes en la Cordillera Real, no se observó zonas de grado-alto de cualquier espesor.

3.6.3 Magnesita

Este mineral ocurre en bloques de serpentinita (ver 3.6.1), sin indicaciones de concentración económica.

3.6.4 Minerales de sillimanita

Aunque todos los minerales de sillimanita (sillimanita, andalucita y cianita) han sido identificados petrográficamente en rocas de metamorfismo regional o de contacto, durante este año no se ha observado concentraciones primarias o secundarias de interés económico.

3.7 Otros minerales industriales, rocas y piedras preciosas

3.7.1 Carbonato

Bandas de mármol, posiblemente útiles como una fuente local de limo, han sido encontradas a lo largo del Río Paute, aproximadamente a 250 m al este de la Quebrada Totora Yacu (7406-96849); a lo largo del Río Zula (Mapa 4); y al oeste de Méndez, a lo largo del Río Negro (Mapa 11).

Otras ocurrencias anteriormente conocidas incluyen las calizas de la Formación Napo; los mármoles de la 'división metasedimentaria más antigua' especialmente aquellos en la orilla este del Río Isimanchi, al sur de Isimanchi, y al oeste de Valladolid en el camino hasta El Porvenir (Mapa 10); y los mármoles de Cerro Hermoso. Estos últimos han sido estratigráficamente subdivididos dentro de una secuencia de 500 m de espesor, dominantemente carbonática (Mapa 9).

3.7.2 Feldespato

Rocas con abundante feldespato, especialmente diques microfeldespáticos, han sido nuevamente mapeados, pero hay pocas posibilidades de que tengan un potencial económico.

3.7.3 Granate

Aunque el granate se encuentra ampliamente esparcido en las rocas metamórficas, concentraciones de más del 50% tan sólo ocurren en el campo de skarn de El Placer y no se las considera de interés económico. Cristales de más de 5 mm de ancho también ocurren en Cerro Hermoso, pero no se encontró material con características de piedra preciosa; todos los cristales grandes son ricos en inclusiones.

3.7.4 Mica

Las pequeñas pegmatitas de dos micas en el complejo de basamento de Sabanilla al norte de Palanda (Mapa 10) no se las considera de interés económico. Las hojas son de hasta 3 cm de ancho.

3.7.5 Piedra ornamental

Los granitos de Tres Lagunas especialmente las muestras de las áreas menos deformadas, por ejemplo, los plutones de Tres Lagunas y Santa Bárbara (Mina Peggy), darían una piedra pulida atractiva. El cuarzo es azul, y además, el feldespato potásico es gris 'ahumado' e iridiscente.

Las rocas de skarn de El Placer son bastante coloridas con granate rojo/rosado, epidota y piroxeno verde y anfíbol negro. Ellas pueden ser muy bandeadas y plegadas, y asociadas con mármoles similarmente bandeados y coloridos. Si alguna vez llegara a existir una vía de acceso a esta área, su potencial para rocas ornamentales deberá ser estudiado.

Rocas del complejo más accesible de Tampanchi, particularmente las hornblenditas verdosas de grano grueso y los gabros pegmatíticos asociados ('granitos negros' de la industria de piedra) se deberían examinar en busca de potencial para rocas ornamentales.

3.7.6 Talco

Rastros de talco han sido notados asociados con serpentinitas y otras rocas ultramáficas, pero no tienen ningún interés económico.

3.7.7 Turmalina

Mineralización de turmalina en pequeña escala ha sido observada, y se encontró bloques de turmalinita (Apéndice 5), pero todos son de la variedad de chorlo y no presenta potencial para piedras preciosas.

4. POTENCIAL MINERAL REGIONAL

4.1 Fajas ofiolíticas/ultramáficas

4.1.1 Introducción

Al inicio del Proyecto únicamente se conocían en Ecuador unas pocas rocas ofiolíticas de serpentinita. Éstas eran del complejo Saloya o San Juan al oeste de Quito, las serpentinitas de Pujilí, la harzburgita de El Toro de la Provincia de El Oro, y un pequeño cuerpo en el Río Palenque al sur de Pasaje (Baldock, 1982). Los bloques de serpentinita han sido "vistos" en ríos o fluyendo de la Cordillera Real a lo largo del camino Papallacta-Baeza (ver 2.3.7), en el Río Guachalá cerca de Cayambe (Sauer, 1965, y confirmado por el Proyecto) y en afloramientos reportados por Sauer en los Llanganates (ver 2.3.7).

Los estudios actuales han identificado dos nuevos cinturones ofiolíticos a lo largo de la línea de la división Peltetec y dentro de la faja Central entre los Ríos Papallacta y Pastaza. Es posible que estas fajas representen fragmentos de una corteza oceánica común. El complejo Tampanchi, hacia el sur, podría también ser un fragmento de corteza oceánica. Estudios realizados en la serpentinita de Palenque, al sur de Pasaje, indican una mélange ofiolítica importante. También se ha notado serpentinita cerca de la frontera con Perú (ver 2.4.10). Las fajas principales se discuten posteriormente a la luz del potencial mineral regional (Fig. 4), particularmente metales preciosos.

4.1.2 La ofiolita de Palenque (Provincia de El Oro)

La hoja de INEMIN escala 1:100000 de Santa Rosa presenta un pequeño cuerpo serpentinítico con rumbo SW desde el principal afloramiento en la cantera. El recopilador actual realizó una travesía de la cantera al SE a lo largo del Río Palenque a La Estancia (aproximadamente 5 km) y allí siguió por unos 1.5 km más el riachuelo que fluye desde el sur. Un esquema geológico (libreta de campo) se encuentra disponible, el mismo que podría ser transferido a una base topográfica.

La sección llevada a cabo representa aproximadamente 5 km a través del rumbo NE-SW. Además de la serpentinita de la cantera, por lo menos tres fajas más de serpentinita/harzburgita con fuerte buzamiento, fueron mapeadas, las que están formando lomas de hasta 1 km de ancho, probablemente intercaladas tectónicamente con filitas negras y pálidas, cherts, mélanges de lavas de almohadilla, y filones de gneis con hornblenda y gneis de sillimanita, posiblemente derivado del bloque continental al sur (ver Apéndice 8), al que no se llegó.

Así la faja ofiolítica de Palenque es una gruesa secuencia la que probablemente comprende varios sobrecorrimientos imbricados, y a la que se la interpreta como la extensión al sur de la sutura Cretácica Tardía/Terciaria Temprana Pallatanga-Calacalí (Apéndice 8 y 9). Existen reportes de esteatita (roca jabón) y manganeso en el área. Un geólogo de una compañía minera, guiándose por la información proporcionada por el Proyecto, ha informado de ríos que contenían oro y sugiere la posibilidad de que la ofiolita de Palenque es la fuente para el campo aurífero de Los Lilenes ubicado al SW. Las dos muestras de serpentinita analizadas por el Proyecto no contienen oro (Apéndice 1).

4.1.3 La faja ofiolítica de Peltetec

Este término puede ser aplicado a las rocas de las divisiones Maguazo y Peltetec (Mapa 1) de la faja Occidental (ver 2.2.4 y 2.2.5). La división Maguazo puede ser incluida ya que contiene rocas tipo oceánico tales como cherts. Las rocas ofiolíticas ígneas: serpentinitas, picritas, gabros y basaltos espilíticos se describen en el punto 2.2.4.

Una muestra de serpentinita de la sección de Huarguallá dio 1 ppm Au (Litherland, 1987, Apéndice 1); una muestra de serpentinita de Peltetec dio 1.2 ppm Au (Apéndice 1) y un gabro de Peltetec dio 1.6 ppm Au. Una roca silicificada de la misma localidad dio 0.5 ppm Au.

Existen pequeñas mineralizaciones visibles de cobre y zinc en el sector Peltetec-Huarguallá (Mapa 3) y una anomalía geoquímica de níquel/cromo en el arroyo principal en Peltetec (Litherland, 1987).

A. Hirtz (comunicación personal) informa de menas de manganeso en la división Maguazo cerca de Peltetec y también niveles anormales de vanadio en este sector. Así mismo menciona informes del hallazgo de bloques de cromita en las laderas cerca al Río Zula a lo largo de la extensión al sur de esta faja.

Mineralización de cobre en pequeña escala posiblemente de tipo 'stratabound' se observó en cherts y turbiditas de la división Maguazo a lo largo del Río Paute (ver 3.2.1)

Los índices de minerales arriba mencionados combinados con el conocimiento del ambiente ofiolítico sugieren que valdría la pena una prospección posterior para metales preciosos (Au, Pt) en esta faja y para metales de la industria del acero (Ni, Mn, Cr, V).

4.1.4 Rocas ofiolíticas entre los ríos Papallacta y Pastaza

Estas rocas se describen en el punto 2.3.7. La mayor parte de la información proviene de bloques rodados, pero se observó un afloramiento. Se piensa que las serpentinitas pertenecen a capas de sobrecorrimiento y en algunos lugares, están asociadas con metalavas máficas variablemente epidotizadas, las que son parecidas a rocas encontradas en el campo de skarn El Placer.

Un bloque perteneciente al Río Mulatos dio una indicación de oro de 0.1 ppm, mientras que muestras pertenecientes al Río Mayo y a los afloramientos del Río Antisana dieron 0.2 ppm Au (Apéndice 1); pero la faja (de sobrecorrimiento) todavía está pobremente definida para poder hablar de potencial mineral.

Sauer (1965, p. 30) informa hasta 1.5% de Ni en las serpentinitas del Río Mulatos (ver 2.3.7).

4.1.5 El complejo máfico ígneo de Tampanchi

Como se informó en el punto 2.2.7, esta unidad es una reinterpretación de las rocas descritas como 'anfibolitas' en la hoja geológica Cañar publicada por INEMIN. La unidad comprende principalmente clinopiroxenitas y hornblenditas con menores gabros, pegmatíticos en algunos lugares, y pequeñas dioritas tardías. Información reciente proveniente del sector privado muestra la presencia de una fase dunítica.

La presencia de texturas cumuláticas en la clinopiroxenita sugiere que el complejo de Tampanchi es un complejo máfico ígneo estratificado, probablemente el primero encontrado en el Ecuador, formado por depositación de cristales bajo gravedad, quizás de magmas basálticos del manto.

En el ambiente mundial, dichos cuerpos son sitios importantes para prospección de minerales metálicos. El complejo precámbrico de Bushveld en Sudáfrica, por ejemplo, es el depósito más grande de metales en el mundo. Es explotado para metales del grupo del platino y oro, níquel, cobre, cromita, pentóxido de vanadio, magnetita, magnesita, fluorita, estaño y andalucita (von Gruenewaldt, 1977).

Mientras que el complejo Tampanchi claramente no es otro Bushveld en términos de tamaño o edad y probablemente es de un emplazamiento diferente, siendo emplazado quizás en una secuencia de arco de isla (división Alao-Paute) antes que en una corteza continental precámbrica, existe la posibilidad de que procesos de concentraciones minerales similares sean operativos debido a la depositación por gravedad, y es este hecho el que hace de Tampanchi un blanco para prospección minera.

Navarro (1986, Vol. III) informa de concesiones de oro y platino en el área de Pindilig. Una vez que la reinterpretación del proyecto de Tampanchi fue conocida, una compañía minera comenzó la prospección y existen informes de oro y platino en ríos que fluyen del complejo de Tampanchi.

En Bushveld estos metales preciosos están localizados en el Arrecife de Merensky, un pegmatoide de ortopiroxeno-cromita tardío conteniendo feldespato y clinopiroxeno postcumulático en facies locales ricas en olivino y en cuarzo. Los metales preciosos se encuentran asociados con los sulfuros de metales base y tienen una clara preferencia para estar presentes en los contactos de los sulfuros de metales base con la ganga de óxido de silicato (Vermaak y Hendriks, 1976).

Será interesante el seguir el mapeo del sector privado y la exploración mineral en el área del complejo de Tampanchi, y ver si se puede seguir el oro y platino a su fuente, y si es que existen concentraciones económicas de otros metales.

Es posible que otro cuerpo tipo Tampanchi esté presente cerca de la Laguna Magtayán, en donde fueron recolectadas las muestras de hornblendita para realizar dataciones (Kennerley, 1980). Dataciones de K-Ar que llegaron antes de la finalización de este capítulo (C. C. Rundle, comunicación por télex) dieron una edad de 42 Ma para el plutón Pungalá (2.2.10), el que es de edad más joven que el de Magtayán (54-85 Ma) y el cual indica una edad terciaria para el ‘evento Macuchi’. Así el cuerpo Magtayán probablemente es más antiguo y podría ser la extensión al norte del complejo Tampanchi (Mapa 1).

4.2 Rocas de skarn y otros calcosilicatos

4.2.1 El campo de skarn El Placer

Bloques rodados de rocas de skarn se encontraron en el Río Mulatos en 1986 y se atribuyen a 'la faja de oro de skarn de los Llanganates' (Litherland, 1987). Se llevó a cabo con éxito una geotravesía para encontrar afloramientos de skarn (ver 2.3.6). El origen de casi todos los 'skarns máficos' encontrados como bloques en los Ríos Mulatos, Tigre, Niagara Chico y Niagara Grande (Mapa 7) puede ser reducido aproximadamente, hasta el área de skarns como se indica en el Mapa 5: el campo de skarn de El Placer.

La secuencia de skarn, o paquete tectónico, presenta foliaciones tectónicas subhorizontales. En la base existen mármoles delgados y una gruesa unidad de metalavas anfibolíticas biotita-porfiroblásticas. Esto está seguido por afloramientos en "cascadas" de skarn, metalavas con metasomatismo de calcio, mármoles, esquistos y metadioritas (Fig. 2). La sección en la Figura No. 2 es de aproximadamente 150 m de espesor, de lo cual un mínimo de aproximadamente 30 m pertenece a la asociación de skarn. Se observó bloques de skarn en el riachuelo al final de la travesía.

Los procesos de skarn produjeron rocas duras masivas, densas, y todos los grandes bloques en el Río El Placer/Quebrada San Martín y en los bosques cercanos, pertenecen a esta litología. Algunos tienen el tamaño de una casa de un piso.

El skarn y rocas asociadas en el paquete tectónico generalmente exhiben una fuerte mineralización de sulfuros (Apéndice 5) y algunas presentan concentraciones de magnetita. La variedad más amplia fue observada como bloques rodados (Apéndice 5).

Las rocas de skarn son de tipo endoskarn epidota-piroxeno-granate-anfíbol-magnetita, interpretadas como derivadas del protolito de lava máfica o andesítica. Parecen conformar depósitos de skarn cálcico magnetítico de arco de isla (Einaudi et al., 1981) generalmente relacionados a intrusiones de diorita en secuencias de lavas máficas o andesíticas, sedimentos y calizas. En el ámbito mundial dichos depósitos son conocidos por la presencia de cuerpos de magnetita, pero las concentraciones de metales como cobre, zinc, molibdeno, cobalto, níquel, oro y plata podrían también estar presentes (Einaudi et al., 1981).

Se analizaron 30 muestras provenientes de los afloramientos de El Placer y de bloques del Río El Placer y Río Mulatos (Apéndice 1). Todas estas muestras están acompañadas por descripciones petrográficas (Apéndice 5). Estos resultados, aunque tienen unos pocos valores de interés para otros metales, presentan la más alta concentración de oro como 46 ppb y la más alta de plata como 5.8 ppm. De ninguna manera reflejan los valores analíticos de 2.6-15.2 ppm Au y 8-22 ppm Ag, citados en Litherland (1987, Apéndice 1) de una serie similar de bloques rodados pertenecientes al Río Mulatos recolectados en la travesía de 1986. Los polvos de 1986 fueron enviados a Canadá donde los altos valores de oro fueron confirmados, pero cuando nuevos cortes de las muestras de rocas originales Nos. 137 y 149 fueron analizados, los resultados fueron 78 y 40 ppb de oro respectivamente. Así es posible que los pedazos de las muestras analizadas en 1986 contenían de manera fortuita el único grano de oro en toda la muestra.

Se encontró un poco de oro en concentrados de minerales pesados en la parte superior del Mulatos (Apéndice 4) probablemente derivado del campo de skarn de El Placer. Sin embargo, recientes informaciones indican que la tribu local del Oriente, los Alamas, batean oro río abajo en el tributario llamado Río Yarapo, (Mapa 5) y que no avanzan río arriba.

La metodología fue correcta: (a) identificación de bloques de skarn en una travesía regional por el río; (b) seguida por resultados de oro interesantes; y (c) un viaje siguiendo los bloques hasta localizarlos en afloramientos con la esperanza de descubrir una mina de oro de roca. Pero las cosas no sucedieron así.

Además de los desalentadores resultados iniciales, lo que queda es una montaña, Serranía Arenillas (Mapa 7), 3600 m de altura, de la cual los últimos 800 m comprenden un paquete plano de filones de sobrecorrimiento, y, donde los afloramientos fueron examinados entre 2900 y 3050 m, por lo menos 30 m comprenden skarns cálcicos-magnetíticos asociados con lavas metasomatizadas de calcio, mientras que bloques rodados indican más skarns a niveles más altos. Se ha observado en estas rocas esfalerita, calcopirita y galena. En términos de potencial mineral este campo de skarn no se lo puede desechar basándose en la poca información disponible. Es interesante notar que los comentarios realizados por Williams (Apéndice 5) relacionados a la presencia de silicificación/carbonatización tardía en las rocas y la ocurrencia de adularia en una de dichas vetas tardías de cuarzo, presentando una afinidad en textura con los minerales opacos. Dichas vetas de cuarzo-adularia (feldespato potásico de baja temperatura) llevan oro en Nambija (ver 4.4.2).

Como se informó en el punto 2.3.6, los bloques de skarn han sido observados al norte del principal afloramiento de El Placer. Basado en el presente modelo tectónico, la capa de sobrecorrimiento de El Placer deberá ser encontrada en los niveles topográficos más altos hacia el norte y no en los cañones de los ríos principales.

4.2.2 Rocas epidóticas entre los Ríos Papallacta y Pastaza

Estas localidades se describen en el punto 2.3.6. Fuerte epidotización de rocas máficas ígneas ocurre en el Río Blanco de Patate (E. Salazar, comunicación personal); en la margen occidental del complejo Azafrán de la sección del Río Pastaza; como bloques en el Río Quijos cerca de Baeza; y en la división volcánica Río Mulatos, cerca del frente Subandino. Bloques de metalavas y metalavas fuertemente epidotizadas con magnetita ocurren con bloques de serpentinita cerca de la cabecera del Cosanga (Mapa 6). Es suficiente el decir que las rocas epidóticas son similares a aquellas asociadas con el skarn de El Placer, y puede ser que una o más ocurrencias, se encuentren genéticamente relacionadas al campo de skarn de El Placer, con la posibilidad de un paquete de sobrecorrimiento regional skarn/ofiolita.

4.2.3 Cerro Hermoso

Esta montaña, en el corazón de los Llanganates, está asociada con riquezas legendarias, ya sea por depósitos minerales o como el sitio del tesoro de Atahualpa. Sin embargo, los estudios llevados a cabo (Mapa 9), no presentaron indicios de grandes depósitos minerales.

La presencia de andalucita y sillimanita en estratos pelíticos, indica la proximidad de una intrusión ígnea y así el potencial para skarns cálcicos: un skarn que reemplaza las calizas y consiste en su mayor parte de silicatos de Ca-Fe. Sin embargo, las rocas que contienen granate a lo largo del margen oriental fallado de las series calcáreas (ver 2.3.5) no se piensa que estén relacionadas con este proceso, sino con el metamorfismo de contacto de sedimentos calco-pelíticos; en cuyo caso ellos no están relacionados al metasomatismo y no son skarns verdaderos. Esto se indica por la aparición de granate dentro de las bandas más pelíticas de la secuencia dominante de mármoles, es decir controlada por la composición, y la falta de evidencia de un reemplazo total de la secuencia.

La pequeña mineralización de cobre en vetas hidrotermales, paralelas al clivaje regional, podría estar relacionada a la actividad ígnea y, una interpretación similar podría ser adjudicada a los pequeños rellenos de cavidades con posible smithsonita.

El estudio actual ha mostrado que las rocas han sufrido metamorfismo de contacto probablemente relacionado al adyacente complejo ígneo de Azafrán. Los minerales metamórficos de contacto parecen ser sintectónicos 'vis-a-vis' al clivaje regional y por eso los contactos entre el complejo de Azafrán y las rocas carbonáticas deberían ser controlados por el plegamiento y fallamiento regional. Es por lo tanto posible que a lo largo del rumbo del área de estudio podrían estar expuestos skarns cálcicos mineralizados.

4.3 Fajas polimetálicas

4.3.1 La faja polimetálica Altar-San Bartolomé

Esta faja se define por antiguas minas y exposiciones de minerales de tipo Ag-Cu-Zn-Pb (generalmente con oro) e incluye la 'faja polimetálica relacionada con el frente Baños' anotada en Litherland (1987). La mineralización se encuentra en la división (metavolcánica) de Alao-Paute del complejo metamórfico, o relacionada a unidades Cenozoicas volcánicas/plutónicas más jóvenes. Basándose en la información actual esta faja se extiende desde Baños al norte, a San Bartolomé al sur y posiblemente, hacia el sur hasta Fierro Urcu (Mapa 10).

Al norte, mineralización polimetálica se indica cerca al frente Baños, en Tungurahua y en las minas de plata coloniales de Altar-Condorazo-Cubillín (Litherland, 1987; Navarro 1985, Vol. II) y a lo largo de la división de aguas Alao-Palora (Litherland, 1987). Esta mineralización ocurre en las rocas metamórficas de basamento y en los volcánicos sobreyacentes de Altar de edad pleistocénica (A. Hirtz, comunicación personal). Al oeste del rumbo del frente Baños que pasa por la división de aguas Alao-Palora, en el Valle Alao, existen muchas ocurrencias polimetálicas dentro de la división metamórfica de rocas verdes Alao-Paute (estudios del proyecto; A. Hirtz, comunicación personal; Navarro, 1986, Vol. III, p. 99).

Hacia el sur, ocurre mineralización polimetálica en las minas de Pilzhum, San Bartolomé y Peggy y existen otras indicaciones polimetálicas y anomalías geoquímicas.

La mina de Pilzhum (Spindler y Herrera, 1959) ocurre dentro de una loma con rumbo N-S la que se cree está compuesta de un stock porfirítico (Merlyn et al., 1988) antes que de volcánicos de Tarqui (Bristow et al., 1975). Inmediatamente al norte, en el mismo rumbo, existe una pequeña cuenca sedimentaria Terciaria (Formación Biblián) sobreyaciendo las rocas de la Formación Yunguilla. Esta línea podrá ser seguida de manera tentativa hacia el norte en imágenes hasta unirla con la falla San Antonio del basamento metamórfico (Mapa 1). La mineralización en Pilzhum es de tipo epitermal con altos valores de Ag (1500 g/t) a lo largo de tres sistemas subverticales de vetas, a 20°, 80° y entre 45° y 70° (Merlyn et al., 1988).

Al este de Pilzhum, pero dentro del mismo basamento de división Alao-Paute, Bristow et al. (1975) reportó anomalías geoquímicas de Pb-Zn-Mo cerca al Río Paute. En el mismo sector el proyecto observó mineralización polimetálica y anomalías geoquímicas (Litherland, 1987, 3.2.1 y 3.2.2).

Hacia el sur, el prospecto San Bartolomé está situado en una falla entre la cuenca sedimentaria Cañar-Azuay al oeste y las rocas metamórficas (división Alao-Paute) al este, dentro de una cubierta volcánica la que se encuentra preservada como una capa a través de la zona divisoria (UNDP, 1979). La mineralización de San Bartolomé es de tipo polimetálico hidrotermal (Zn-Pb-Cu-Ag) a lo largo de sistemas de fractura (Merlyn et al., 1988).

La Mina Peggy (Mapa 10) está localizada a lo largo del frente Baños con mineralización polimetálica dentro del basamento del conjunto granítico de Tres Lagunas y las chimeneas de brecha y volcánicos de la Formación cenozoica Tarqui (ver 4.3.2).

Así la faja polimetálica Altar-San Bartolomé presenta mineralización polimetálica dentro de las rocas metavolcánicas Alao-Paute, y en rocas volcánicas-subvolcánicas cenozoicas sobreyaciendo o intruyendo. Muchas de estas ocurrencias minerales podrían estar relacionadas espacialmente con las fallas de colisión más antiguas de la siguiente manera:

(a) **El frente Baños:** la mineralización se encuentra a lo largo o cerca de esta línea en Baños, Tungurahua, Altar-Condorazo-Cubillín, Amaluza y Peggy, tanto dentro de las rocas metamórficas como unidades volcánicas sobreyacentes.

(b) **La falla San Antonio**: separa las divisiones Maguazo y Alao-Paute del complejo metamórfico, y los dominios tectono-metamórficos (ver 2.2.11). A lo largo de esta falla, a través del Valle Alao, existe una intrusión volcánica más joven relacionada a silicificación de las rocas hospedantes. Cuando esta falla es seguida al Sur (Mapa 1) va a lo largo de la línea del intrusivo mineralizado de la Mina Pilzhum.

(c) **La falla San Bartolomé:** probablemente puede ser unida a una estructura de basamento más antigua (ver Mapa 1).

Así se puede proponer la hipótesis sobre muchos de los sitios de mineralización de la faja Altar-San Bartolomé, incluyendo la concentración de metales de sulfuro a lo largo de fallas de colisión, y su removilización por fluidos volcánicos cenozoicos a lo largo de estas fallas o durante su reactivación, resultando en su redepositación/concentración en niveles más altos. La figura 3 ilustra algunas de estas fallas en la sección

4.3.2 La faja de estaño-tungsteno de Tres Lagunas

El reconocimiento del conjunto granítico de Tres Lagunas (ver 2.4.3), no es importante únicamente desde el punto de vista de comprensión de la evolución geológica regional de la Cordillera Real, sino también por el interés económico. Estos plutones son granitoides de tipo-S y se piensa que han sido generados durante un episodio de colisión. En otros lugares en el mundo estos plutones generalmente están asociados a depósitos de estaño-tungsteno, por ejemplo, en Malaya/Indonesia y Cornwall (SW Inglaterra).

Previo a este proyecto, ya se conocía de ocurrencias aisladas de estaño en la Cordillera Real, pero su significado geológico regional no fue apreciado. Al oeste de Saraguro, concentrados bateados, en particular pertenecientes al Río Aguarnupa (ver Río Pichanal en Mapa 10), contienen casiterita y scheelita (UNDP, 1972). Partiendo del informe queda claro que este río fluye a través de una 'ventana' del conjunto Tres Lagunas, la que se encuentra expuesta de manera extensiva al este. El río Yanachurca y el Río Negro que fluye al NW del plutón principal de Tres Lagunas llevan scheelita (UNDP, 1972).

Hacia el norte, alrededor de la Mina Peggy, se encontró casiterita en concentrados bateados, y se observó anomalías geoquímicas de Sn, especialmente al norte de la Quebrada Reote (C. Seller, comunicación personal). Turmalina ocurre en bloques relativamente no deformados de granodiorita bajo la mina principal en Peggy en el Río Santa Bárbara, y pequeños bloques de pegmatita de cuarzo-turmalina también han sido notados.

Según de Coster (1986), los principales minerales metálicos en el área de la Mina Peggy son calcopirita, pirrotina y arsenopirita, con cantidades menores de pirita y marcasita. Los minerales metálicos menos abundantes son pirita de estaño, esfalerita, bismuto nativo y bismutita. Los minerales de ganga son cuarzo, turmalina y carbonatos.

Es interesante notar, partiendo de la información presentada por de Coster (1986), que la mineralización de Peggy contiene elementos de alta y baja temperatura, y por lo tanto nosotros sugerimos que la mineralización de turmalina-estaño está relacionada al plutón de Santa Bárbara (es decir el conjunto Tres Lagunas) mientras que el conjunto de baja temperatura puede representar probablemente mineralización tipo "epitermal" asociada con la Formación plio-pleistocénica Tarqui. Así en la Mina Peggy, que se encuentra situada en el frente Baños, con rocas de la división Alao-Paute al oeste y metagranitos de Tres Lagunas al este, la secuencia de mineralización podría ser de la siguiente manera:

(a) Mineralización de turmalina Sn-W (Jurásica?) relacionada a colisión a lo largo del frente Baños y al conjunto granítico de Tres Lagunas.

(b) Seguida por una reactivación terciaria (Formación Tarqui?) del frente Baños dentro de una mineralización Cu-Zn relacionada a la división Alao-Paute y formando parte de la faja polimetálica Altar-San Bartolomé (ver 4.3.1).

Al este de Gima, greisens que contienen turmalina han sido encontrados en la faja Tres Lagunas, pero los análisis no se encuentran disponibles en este momento. Concentrados bateados recolectados en ríos que fluyen a través de la faja Tres Lagunas, también esperan análisis en busca de Sn-W. Pegmatitas de cuarzo-turmalina se encuentran asociadas con el pequeño plutón al SW de la cuenca Malacatos (Mapa 10).

Los granitos de cuarzo azul tipo Tres Lagunas pueden ser seguidos al norte (Fig. 4). Existe un ancho considerable, aproximadamente 5 km, al este del frente Baños en la travesía Licto-Huamboya (Litherland, 1987, Mapa 9), y también ocurrencias entre Baños y Papallacta (Mapa 5). Con respecto a la posible mineralización de Sn-W, existen informes no confirmados de concentrados de minerales pesados, ricos en casiterita, pertenecientes a los Llanganates, y es interesante notar que la casiterita (?) fue tentativamente identificada en una muestra de mineral pesado perteneciente al Río Anatenorio (Apéndice 4) el que baña la faja de ortogneis de este sector.

4.4 Fajas de oro

4.4.1 La faja de oro de Collay-Shincata

Esta faja está localizada a lo largo de la parte occidental de la Cordillera Real y se extiende en una distancia de aproximadamente 90 km, desde el Río Collay al norte, el Río Shincata/Río Betas al sur (Fig. 4). El ancho de esta faja es variable, pero generalmente es de alrededor de 10 km. Incluye muchas de las áreas de mineralización de oro aluvial, históricamente famosas de la Cordillera Real, y el área continúa siendo laborada en forma extensa en estos días.

Operaciones dentro de la zona son todas aluviales y generalmente a pequeña escala, pero en el Río Collay, por ejemplo, cooperativas/grupos organizados localmente pueden emplear hasta 30-40 personas. En muchos casos, parece que el oro es bateado en depósitos aluviales en los ríos principales y por lo tanto operaciones mineras dependen en gran parte de las estaciones del año. Ya que dentro de la Cordillera los ríos tienden a ser bastante encañonados, no se encuentran presentes grandes áreas de aluviales y cursos de agua son a menudo temporalmente cambiados o canalizados, para permitir el acceso a niveles de aluviales profundos. La utilización de bombas de agua y "*long tom*" es común en las operaciones a mayor escala.

La faja Collay-Shincata forma una zona bien definida de mineralización de oro, la que se encuentra espacialmente asociada con el frente Baños y su extensión al sur (ver indicaciones de oro en el Mapa 10). Aunque el frente Baños por lo general se encuentra pobremente expuesto, en particular al sur donde está enterrado bajo una cubierta extensa de volcánicos predominantemente plio-pleistocénicos de la Formación Tarqui, al este de Sigsig se puede ver que consiste de una zona tectónica, compleja principalmente de rocas miloníticas. Al oeste incluye una faja milonítica de aproximadamente 1 km de rocas metavolcánicas, metasedimentarias que pertenecen a la división Alao-Paute (Mapa 10). Al este del frente Baños existe una faja de 5 km de ancho que consiste de gneises de ojos, filonitas, gneises de biotita y gneises cuarzo-feldespático silíceo, todos los cuales representan rocas plutónicas variablemente deformadas, del conjunto Tres Lagunas. Hacia el este rocas silíceas, semi-esquistos y semipelitas de la división Loja se encuentran expuestas.

En total, la zona de rocas miloníticas asociadas con el frente Baños es de aproximadamente 7 km de ancho. Ellas tienen rumbo Andino con una foliación tectónica consistente con buzamiento al oeste, moderado a fuerte. Al este, sin embargo, la foliación tectónica en la división Loja es suave a plana, pero al momento la relación estructural exacta entre estos dos regímenes tectónicos es desconocida.

A más del “basamento metamórfico” descrito antes, el frente Baños está también caracterizado por la presencia de varias intrusiones menores post-tectónicas. Intrusiones subvolcánicas de alto nivel, las que en algunos casos incluyen chimeneas de brecha tobáceas, son comunes. Algunos de los pórfidos cuarzo-feldespáticos más grandes, que contienen hornblenda y biotita se presentan en el Mapa 10, pero muchos de los cuerpos más pequeños aún no han sido mapeados. Las edades de estos cuerpos intrusivos/subvolcánicos son desconocidas, pero generalmente se encuentran asignados a la Formación plio-pleistocénica Tarqui, cuyos productos subaéreos cubren la mayor parte del área.

A pesar de la ocurrencia ampliamente difundida de oro en la faja Collay-Shincata, su fuente o fuentes primarias aún son desconocidas. Oro en vetas de cuarzo ha sido reportado por los habitantes de la región en la margen occidental de la división Loja y en la faja milonítica. El oro también ocurre junto al cuarzo.

Aunque estudios futuros, más detallados, en esta área pueden resolver los problemas de la fuente, se piensa que la mineralización de oro está relacionada a la faja milonítica del frente Baños. Ya que esta estructura ha tenido una larga y compleja historia, es probable que la mineralización de oro asociada, sea un proceso de etapas múltiples y no esté restringida a una única roca o medio huésped. Las zonas fuertemente silicificadas dentro y a lo largo del margen del ortogneis y las intrusiones más jóvenes, junto con sus zonas de contacto parece que representan objetivos prioritarios de exploración.

4.4.2 La faja de oro Subandina

A lo largo de la zona Subandina de la faja oriental, al sur de la Cordillera Real, muchos ríos llevan oro, y operaciones mineras a pequeña escala son comunes; pero al igual que la faja Collay-Shincata, la fuente primaria de oro es a menudo desconocida. Sin embargo, geográficamente parece existir una estrecha relación entre la faja volcano-plutónica Subandina y la ocurrencia de oro aluvial (Mapa 10). Esta asociación se enfatiza posteriormente, si uno considera la localización de unas pocas fuentes primarias de oro conocidas en esta área.

Las áreas mineras de rocas de Nambija y Guaysimi se encuentran al este de Zamora (Mapa 10). Nambija fue “redescubierta” en 1980 y se convirtió en el sitio de la “fiebre de oro” la que aún continúa en estos días. Geológicamente existe poca información confiable disponible sobre estas áreas, y así la edad de mineralización, emplazamiento geológico y clasificación aún son inciertas.

El área de oro de Nambija incluye los sectores de Campanilla y Campana, localizados aproximadamente de 1 km a 2.5 km al norte, y Guaysimi a aproximadamente 4 km al SE. Todas estas minas se encuentran relacionadas al batolito de Zamora (Mapa 10). Un resumen reciente de información geológica disponible, el que incluye nuevos datos petrográficos (Salazar, 1988), muestra que estas áreas de oro primario están localizadas dentro de una faja de sedimentos, incluyendo volcánicos, los que han sido "sumergidos" en el batolito de Zamora el que ha pasado por metamorfismo de contacto y por metasomatismo. La edad de este "*roof pendant*" volcano-sedimentario es desconocida pero generalmente se considera que pertenece a la Formación Santiago del Jurásico Inferior (Tschopp, 1953), o posiblemente a la Formación Macuma de edad Carbonífera Superior (Bristow y Hoffstetter, 1977). En pequeños riachuelos que fluyen al este de la Mina Guaysimi existen afloramientos de una tonalita porfirítica hornbléndica característica. Bloques rodados de este litotipo son muy comunes en el pueblo de Guaysimi, y una muestra de estos dio una datación de hornblenda de 151 ± 5 Ma (Litherland, 1987). Aunque las relaciones (si existe alguna) entre estas intrusiones y la mineralización de oro son desconocidas, su edad Jurásica muestra que es parte del batolito regional de Zamora.

Los calco-silicatos son la litología dominante en las minas de Nambija y Guaysimi y éstas comprenden típicamente rocas de granate ricas en granate grandita (andradita-grosularia). Un número limitado de análisis de EMP en estos granates presentó una variación de $Ad_{70}Gr_{29}$ a $Ad_{45}Gr_{52}$ en proporciones de andradita-grosularia, con zonas de crecimiento en dirección de los contenidos más altos de Ad (Beddoe-Stephens en Litherland, 1987, Apéndice 3). A más de granate, se encuentran presentes: feldespato potásico (generalmente alterado, pero cuando fresco estudios de EMP indican que es casi puro), cuarzo, calcita, epidota y cantidades menores de clorita y óxidos de hierro. La pirita es común y la vesuvianita puede ser dominante en algunas muestras (Salazar, 1988). Según Beddoe-Stephens (Litherland, 1987, Apéndice 3) el oro es posterior al granate (ver también Salazar, 1988), pero parece que es contemporáneo con los rellenos de cuarzo-calcita-feldespato potásico.

Datos preliminares de inclusiones fluidas (Apéndice 7) de Nambija y Guaysimi dan una temperatura de homogenización de 150-210° centígrados con salinitas (peso equivalente % NaCl) variando entre 2 y 25%. Todas estas inclusiones fueron de dos fases tipo gas/líquido. A pesar de la salinidad relativamente alta, determinada en temperaturas de congelación registradas en algunas inclusiones, las temperaturas de homogenización son típicas en los rangos epitermales y de alguna manera son menores que aquellas normalmente registradas en los skarns. Igualmente, como se observó en el Apéndice 7, los granates no tienen inclusiones fluidas las que podrían indicar un ambiente relativamente seco de cristalización, es decir, "skarn" de metamorfismo de contacto de Einaudi et al. (1981), relacionado a la intrusión del batolito de Zamora. La mineralización de oro tardía, de baja temperatura y epitermal, podría por lo tanto no estar relacionada necesariamente al principal batolito de Zamora sino a un evento más joven. En este contexto, es de interés notar que Salazar (1988) reporta cuarcitas y lavas feldespáticas porfiríticas en el área. Estas lavas podrían estar alteradas hasta formar conjuntos de albita-epidota-cuarzo y están asociadas también con brechas volcánicas cloritizadas y epidotizadas y con lavas félsicas. Estos volcánicos no presentan evidencia alguna de metamorfismo de contacto (Salazar, 1988) y podrían ser más jóvenes que la fase principal de intrusivos. Si es este el caso, entonces la posibilidad de que estos volcánicos se relacionen a la mineralización epitermal de oro debería ser investigada.

En otros sitios de la faja de oro Subandina al sur, información de ocurrencias de oro primario es más escasa. Sin embargo, al sur, cerca de la frontera con Perú, ocurre oro libre y pirita aurífera en zonas irregulares de alteración dentro de volcánicos andesíticos (Ing. N. Báez, comunicación personal), en un área donde los volcánicos se encuentran espacialmente asociados con el batolito de Río Mayo (Mapa 10). Hacia el este, a lo largo de la frontera con Perú, estas andesitas se encuentran discordantemente sobrepuestas por areniscas que se cree que pertenecen a la Formación cretácica Hollín, la que sugiere que las andesitas son de edad pre-Cretácica Superior y por lo tanto podrían pertenecer a la faja volcano-plutónica jurásica.

Al norte de Nambija, rocas volcánicas/subvolcánicas dominan la zona Subandina de la faja Oriental (2.4.7) y aunque el oro es aún común, no se conocen fuentes primarias. Actualmente creemos, sin embargo, que, el oro se deriva de la división volcano-plutónica subandina, pero esta hipótesis requiere de un reconocimiento de campo posterior. Únicamente valores bajos de oro (Apéndice 1) han sido detectados en las muestras de hornfels silicificadas y zonas de contacto ricas en pirita.

Aún más al norte, en el área del Mapa 5, el oro se trabaja en muchos ríos, por ejemplo, Napo, Jatunyacu, Verdeyacu, los que nacen por el batolito de Abitagua, la división volcánica asociada del Río Mulatos y el complejo metamórfico de la faja Central. Ya que el batolito de Abitagua y la división del Río Mulatos están correlacionados con la división volcano-plutónica subandina hacia el sur, es posible que una proporción de este oro aluvial se haya derivado de depósitos de tipo epitermal en esta asociación volcano-plutónica, aunque esto no ha sido indicado o probado. Sin embargo, en apoyo de esta hipótesis se puede citar lo siguiente:

(a) La evidencia de campo a lo largo del Río Mulatos sugiere que el granito de Abitagua intruye la división volcánica del Río Mulatos, proveyendo así un mecanismo para la mineralización de oro epitermal.

(b) Que las zonas de captación de los ríos Pano, Tena y Yorapo, los que contienen oro, sean esencialmente restringidas a las divisiones volcánicas o plutónicas.

Con respecto a la contribución aurífera del complejo metamórfico de la faja Central y su importancia como fuente de los placeres auríferos en el Oriente de este sector, se encuentra presente poco oro en los riachuelos que fluyen del campo de skarn de El Placer (ver 4.2.1). En el Río Chalupas, un prospector local ha trabajado oro de los detritos de una veta de “cuarzo” de 20 metros de ancho, a lo largo del río cerca al área de estudio (Mapa 5). Estudios petrológicos mostraron que esta “veta de cuarzo” es una intrusión microfeldespática post-tectónica con zonas pegmatíticas de contacto ricas en sulfuro contra esquistos verdes hospedantes. La roca es de composición similar a la cuarzomonzonita de Azafrán de etapa tardía (?) datado en 120 Ma (2.3.9) y muestras de rocas petrográficamente similares fueron recolectadas en diversos sitios a lo largo del Río Chalupas.

Una gran cantidad de trabajo se requiere para poder comprender totalmente la faja de oro Subandina. Al momento se podría demostrar que la división volcánica-plutónica a lo largo de la faja Oriental lleva mineralización de oro epitermal y es probable que sea una fuente importante, posiblemente la fuente principal de oro aluvial a lo largo de la faja de oro Subandina.

4.5 Conclusiones

4.5.1 El reconocimiento de las fajas minerales regionales

Las fajas minerales regionales encontradas o delimitadas por el Proyecto en la Cordillera Real y en la Provincia de El Oro descritas en este capítulo, mostradas en la Figura 4, podrían ser ordenadas de la siguiente manera:

(a) La faja ofiolítica de Palenque (Provincia de El Oro)
(b) La faja ofiolítica de Peltetec
(c) La faja polimetálica de Altar-San Bartolomé
(d) El complejo máfico-ígneo de Tampanchi
(e) La faja de oro de Collay-Shincata
(f) La faja de estaño-tungsteno de Tres Lagunas
(g) La faja de skarn/ofiolita de los Llanganates
(h) La faja de oro Subandina

El reconocimiento de estas fajas de minerales ilustra los avances realizados desde el primer Informe Anual (Litherland, 1987) en el campo de potencial mineral regional. También ilustra muy claramente que el conocimiento de la geología y la aplicación de los modelos de tectónica de placas es un prerrequisito para comprender el ambiente geológico y la distribución de las ocurrencias minerales y la predicción de su extensión en beneficio de futuros programas de exploración mineral. Con respecto a estos comentarios, se puede realizar las siguientes acotaciones para cada faja:

(a) **La faja ofiolítica de Palenque**, es la extensión lógica de la sutura Calacalí-Pallatanga reconocida al sur hasta la falla Jubones por Megard y Lebrat (1987) (ver Apéndices 8 y 9). Tanto Megard y Lebrat (1987) como Feininger (1987), consideran que la falla Jubones es una sutura importante, pero el reconocimiento de la sección de la ofiolita de Palenque de aproximadamente 5 km de ancho elimina esta hipótesis y abre un área extensa para la exploración mineral al sur de la falla Jubones.

(b) **La faja ofiolítica de Peltetec**, fue observada por Litherland (1987) en Alao y Huarguallá. La extensión de esta faja al norte hacia Penipe y al sur hacia el Río Zula, hasta los actuales afloramientos; fue predicha siguiendo la falla Peltetec en imágenes LANDSAT. Así, el Mapa 1, muestra las zonas exactas para exploración mineral de mineralización tipo ofiolita dentro de las divisiones Peltetec y Maguazo.

(c) **La faja Altar-San Bartolomé**, de mineralización polimetálica conocida, ha sido encontrada dentro o sobreyaciendo la división de basamento metavolcánica de Alao-Paute, y la mineralización parece estar relacionada a concentraciones de sulfuro de metal, a lo largo de fallas relacionadas a colisión o actividad volcano-plutónica posterior, durante la reactivación Cenozoica de estas mismas fallas. Algunas de las cuales, por ejemplo, el frente Baños y la falla San Antonio, han sido identificadas ahora, y se las recomienda como sitios para futura prospección mineral.

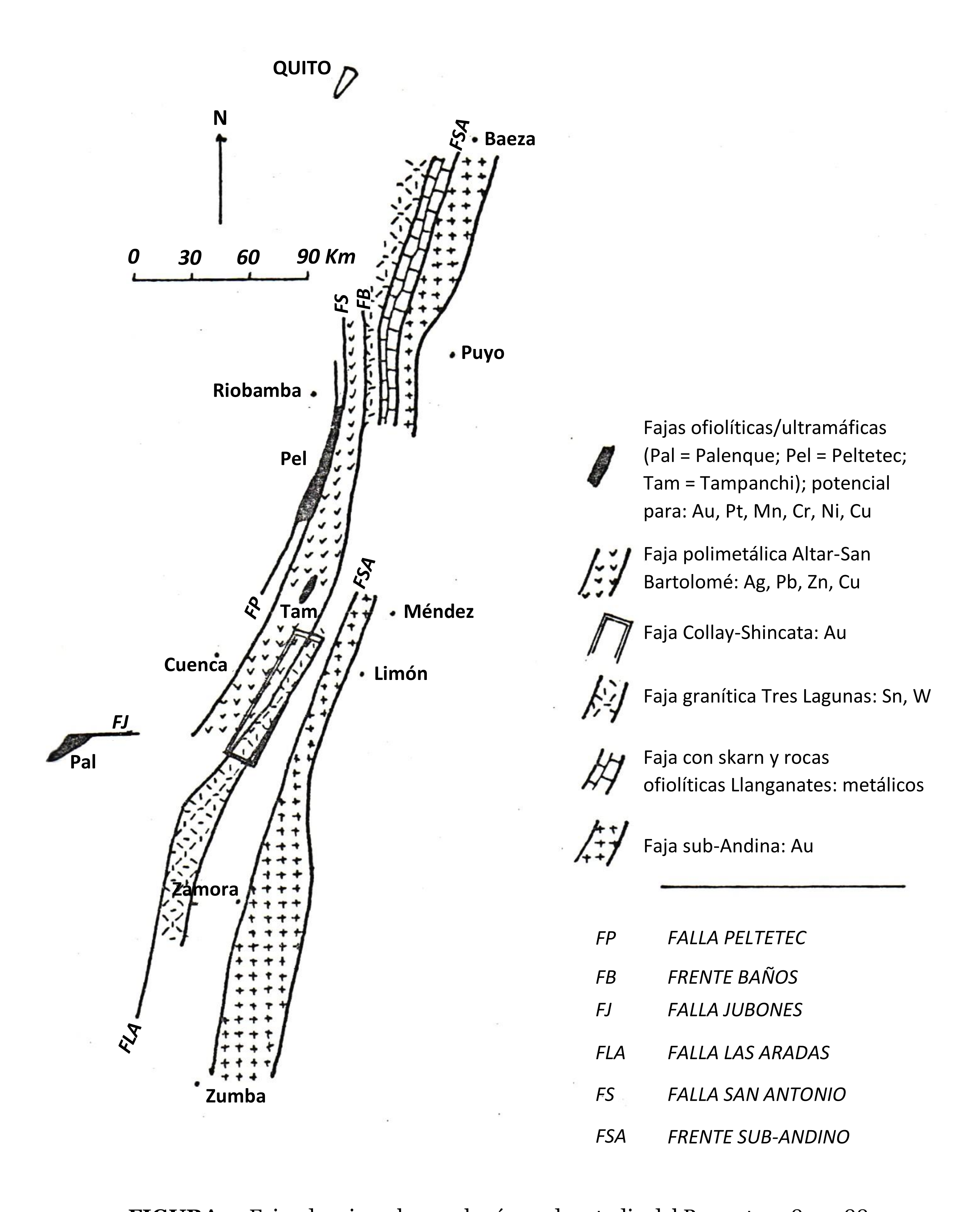


FIGURA 4. Fajas de minerales por las áreas de estudio del Proyecto 1987-1988.

(d) Dentro de la faja Altar-San Bartolomé, la relación del **complejo máfico-ígneo de Tampanchi** no está clara. Podría ser la base para el arco de isla de Alao-Paute, o una ofiolita, o un cuerpo post-tectónico posterior. Podría ser parte de una extensa estructura alargada o de una serie de cuerpos más pequeños, extendiéndose al norte hasta Magtayán y podría no ser una faja mineral regional en el sentido de los otros ejemplos citados. Claramente el complejo Tampanchi requiere de un mapeo detallado y de exploración mineral, en busca de mineralización "tipo Bushveld".

(e) **La faja de oro de Collay-Shincata**, ha sido definida como relativa al frente Baños y/o a actividad volcánica/plutónica posterior, a lo largo de esta estructura de colisión. Se requiere de un trabajo posterior para investigar la génesis del oro, antes de que se pueda recomendar los sitios de prospección para oro en roca.

(f) El reconocimiento del **conjunto granítico tipo-S de colisión Tres Lagunas** y su extensión a través de la mayor parte de la Cordillera Real, está basada en los estudios geológicos del Proyecto. Su asociación (predecible) con mineralización Sn-W en Saraguro, abre ahora muchos sitios para áreas de exploración.

(g) Las recientemente descubiertas **rocas de skarn/ofiolíticas de los Llanganates** dentro y al norte de las montañas Llanganates, podrían ser interesantes en términos de potencial mineral. Sin embargo, el emplazamiento tectónico no puede ser considerado como relativo a contactos geológicos subverticales o fallas muy inclinadas. En su lugar, el patrón de afloramientos de estas rocas de skarn/ofiolíticas parece estar relacionado a capas de sobrecorrimiento subhorizontal; y esto debería ser tomado en cuenta en una exploración mineral posterior. Así, por ejemplo, el campo de skarn de El Placer ocurre como una capa de sobrecorrimiento, encontrada en los niveles topográficos más altos, a 1000 m sobre las secciones de los cañones principales. Al norte del Río Mulatos, cualquier reaparición de este campo de skarn, debería ser a alturas similares.

(h) Las ocurrencias de oro en la región del batolito de Zamora y en la mayor parte de los placeres auríferos de las regiones Oriental y Subandina del Ecuador, podrían estar relacionadas directa o espacialmente a la división volcano-plutónica subandina, para formar **la faja de oro Subandina**. Las indicaciones son que ésta es una faja de oro epitermal, relacionada a las últimas etapas de actividad plutónica jurásica.

4.5.2 El significado de fajas minerales para la industria minera ecuatoriana

En términos del futuro de la industria minera ecuatoriana, los avances realizados para comprender la geología y el potencial mineral de la Cordillera Real, como se delimitó en este reporte y como se ilustra en la figura 4, proveen lo siguiente.

(a) Una creciente fuente de datos para los inversionistas: todas las compañías mineras serias prefieren, y a menudo requieren, de una base de datos geológicos y mineros para convencer a sus directivos que los riesgos de inversión se basan en datos reales geológicos y mineros. Si se va a invertir capital en prospectos mineros conocidos, el geólogo de la compañía requerirá de los detalles de mineralización en el mismo prospecto y también el ambiente geológico regional, es decir, él requerirá saber porque ha ocurrido dicha mineralización en esa área específica. Consideramos que los resultados del Proyecto han empezado a proporcionar un servicio de apoyo para dicho riesgo de inversión de capital.

(b) Áreas potenciales para prospección mineral: la tendencia reciente parece ser que las compañías mineras ingresan al Ecuador, a menudo en asociación con compañías locales, a trabajar en prospectos o concesiones específicas con poco riesgo, las que generalmente involucran oro. Sin embargo, una vez que ya se han establecido, ellas podrían desear expandir sus operaciones en la forma de programas de prospección mineral en otras áreas. Es en este campo donde las ocurrencias minerales observadas por el Proyecto y las fajas minerales regionales y ambientes geológicos delineados en la figura 4, serán de gran beneficio tanto para las compañías individuales como para la industria minera ecuatoriana en general.

4.5.3 Programa futuro y política del Proyecto

Estudios geológicos y mineralógicos serios en la Cordillera Real aún están en sus primeros pasos, como se demuestra en este informe de progreso de los resultados de 1987-1988. Sin embargo, se han llevado a cabo suficientes estudios, como para afirmar categóricamente que las recompensas en el futuro, en términos de comprensión geológica y mineral, serán mayores en el resto de años que faltan para la conclusión del Proyecto. Las cosas comenzarán a caer en su lugar: la hipótesis de colisión continental acompañadas por sobrecorrimiento a gran escala, hasta el momento no reportadas en los Andes, serán pulidas hasta llegar a una teoría que cuente con la información científica; nuevas ocurrencias minerales serán encontradas, y éstas, al igual que las ocurrencias previas y aquellas que nos serán dadas a conocer por compañías interesadas, provenientes del sector privado, se integrarán a la compleja historia geológica, definiendo así los procesos metalogénicos en tiempo y espacio; redefiniendo las fajas de minerales y las áreas potenciales.

Consideramos al momento a los estudios de campo y al programa de datación geocronológica, como las prioridades para el futuro. Con la experiencia geológica/mineral ya obtenida, junto con un acercamiento abierto a los modelos geológicos, pensamos que futuras geotravesías serán más productivas, por ejemplo, en la rápida identificación de bloques rodados de río con potencial mineral regional como ofiolitas y skarns. Estudios posteriores serán llevados a cabo en 1988-1989 en las áreas de los Mapas 5 y 10; los trabajos también serán llevados a cabo a través de la Cordillera Real al norte del Río Papallacta y entre los Ríos Pastaza y Paute, para poder llenar algunos de los vacíos en el patrón regional (Fig. 1).

Programas minerales de seguimiento, realizados por los geólogos residentes, únicamente se justifican donde se encuentran los prospectos de descubrimiento de afloramientos de importante potencial mineral en áreas de menor acceso, como la búsqueda del campo de skarn de El Placer. Está claro que zonas de potencial mineral en áreas accesibles, por ejemplo, el complejo de Tampanchi y la ofiolita de Palenque, son rápidamente explotadas por el sector privado, aun cuando no se haya observado mineralización alguna por parte de los grupos del Proyecto durante el reconocimiento inicial. Se espera que durante 1988-1989 un geólogo económico de ODA estudie la mineralización de las fajas de Altar-San Bartolomé; Collay-Shincata, Tres Lagunas y Subandina y llegue a conclusiones específicas y regionales para su metalogénesis respectiva. Con respecto al conjunto granítico de Tres Lagunas, y a la posibilidad de una faja asociada de mineralización Sn-W, un programa regional de muestreo a lo largo de la Cordillera Real probablemente no podría ser justificable para una compañía minera debido a los precios actuales del mercado. Sin embargo, la localización de dichos depósitos podría constituir un importante recurso estratégico para el Ecuador y así INEMIN podría considerar el llevar a cabo dicho programa.

Apreciamos la ayuda proporcionada por el sector privado en forma de análisis para este informe y damos la bienvenida a cualquier colaboración futura, siempre basándose en la comprensión de que cualquier resultado será reproducido en el respectivo informe anual. También apelamos a los representantes de los respectivos gobiernos involucrados en el convenio, no sólo que mantengan el interés en el Proyecto, sino que también presten oídos a las peticiones para contribuciones futuras. Pensamos que los resultados de este informe justifican todos los esfuerzos económicos invertidos en el Proyecto.

5. REFERENCIAS

ALY S. (1980) Petrologische Untersuchungen plutonischer Gesteine von Ecuador. PhD Thesis, Univ. of Tübingen (Unpubl.).

ASPDEN J. A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R. y VITERI F. (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significado regional. Politécnica. Vol. XII No. 2, pp. 81-93, Quito.

ASPDEN J. A. and LITHERLAND M. (1987) Ophiolitic rocks from the Cordillera Real of Ecuador: their regional significance within the context of the Northern Andes. Terra Cognita, Vol. 7, Nos. 2-3, p. 419.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador 1:1.000.000. Dir. Gen. Geol. y Minas. Quito.

BRISTOW C. R., LONGO R. y GUEVARA S. (1975) Mapa geológico de la hoja Cañar (1:100000). Dir. Gen. Geol. y Minas. Quito.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER (1977) Lexique stratigraphique International (2nd Ed.). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

COLONY R. J. and SINCLAIR J. H. (1932) Igneous and metamorphic rocks of eastern Ecuador. Annal. New York, Acad. Sci., Vol. XXXIV, August 1932.

DE COSTER A. (1987) Metallogenetic study of the mineralization at San Bartolomé and Sigsig. Internal report, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Brussels, (Unpubl.).

DEWEY J. F., HEMPTON M. R., KIDD W. S. F., ŞAROĞLU F. and SENGÖR A. M. C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. In Collision Tectonics (Eds: M. P. Coward and A. C. Ries). Geol. Soc. London special publication, No. 19, pp. 3-36.

EINAUDI M. T., MEINERT L. T. and NEWBERRY R. J. (1981) Skarn deposits. Econ. Geol. 75th Ann. Vol., pp. 317-391.

FEININGER T. (1987) Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and Northwestern Perú. Can. J. Earth Sci., Vol. 136, pp. 367-378.

HERBERT H. J. (1977) Petrochemie und Ausgangmaterial von Grünschiefen aus der E-Kordillere Ecuadors. Fortschr. Mineral, Vol. 55, No. 1.

HUTCHINSON C. S. (1983) Economic deposits and their tectonic setting. MacMillan, London.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area. Rep. Inst. Geol. Sci. Overseas Div., No 21, 10 pp.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Overseas Geol. Miner. Res., Brit. Geol. Surv., No 55, 20 pp.

KENNERLEY J. B., ALMEIDA L. y CALLE J. (1973) Mapa geológico de la hoja Saraguro (1:100000). Dir. Gen. Geol. y Minas. Quito.

LITHERLAND M. (1987) Cordillera Real Geological Research Project: First Annual Report, INEMIN-Misión Británica, Quito (Unpubl).

McINNES H. (1984) Beyond the ranges. Victor Gollanz.

MEGARD F. y LEBRAT M. (1987) Los terrenos exóticos del Occidente Ecuatoriano y sus relaciones con Sudamérica. In: "Actas del coloquio. Ecuador 1986". Quito.

MERLYN M. y CRUZ M. (1986) Informe técnico de la comisión realizada al área central de los Llanganates. Inst. Ecuat. Minería, No 6452 (no- publicado).

MERLYN M., QUEVEDO L. y VAN THOURNOUT F. (1988) Informe técnico de la comisión de reconocimiento geológico de mineralización polimetálica en las provincias de Cañar y Azuay. Inst. Ecuat. Minería (Unpubl.).

NAVARRO M. (1986) Investigación histórica de la Minería en el Ecuador. Inst. Ecuat. de Minería, Quito.

SALAZAR E. (1988) Nambija: conocimiento geológico y mineralógico hasta la presente. Inst. Ecuat. Minería, (Unpubl.).

SAUER W. (1958) El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador. Casa de la Cultura Ecuatoriana, Vol. IX, No. 85, April-June 1958, pp. 465-499.

SAUER W. (1965) Geología del Ecuador. Editorial del Ministerio de Educación, Quito, 383 pp.

SOSA H. y LONGO R. A. (1975) Mapa geológico de Alausí (Hoja 71) (1:100000). Dir. Gen. Geol. y Minas, Quito.

SPINDLER J. P. y HERRERA J. I. (1959) Reconocimiento geológico del Cerro Pilzhum y de la zona Taday-Pindilig. Misión geológica minera Franco-Ecuatoriana, Informe No. 7. (Unpubl.).

STRECKEISEN A. (1976) To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., Vol. 12, pp. 1-33.

TROUW R. (1976) Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador. Bol. Cient. Esc. Sup. Poli, del Litoral, Guayaquil, 40 pp.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil exploration in the Oriente of Ecuador. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., Vol. 37, No. 10, pp. 2303-2347.

UNDP (1972) Survey of metallic and non-metallic minerals (Phase II), Republic of Ecuador, Technical report No. 14, New York.

UNDP (1979) Detailed investigation of the Río Angas and San Bartolomé mineral prospects. Final report, Part II, San Bartolomé, New York, July 1979, (Unpubl.).

VERA R. y VIVANCO G. (1983) Estudio estructural de Cerro Hermoso de Los Llanganates. III Cong. Ecuatoriano de Ing. Geol. de Minas y Pet.

VERMAAK C. F. and HENDRIKS L. P. (1976) A review of the mineralogy of the Meresnky Reef, with special reference to new data on the precious metal mineralogy. Econ. Geol., Vol. 71, pp. 1244-1269.

VON GRUENEWALDT G. (1977) The mineral resources of the Bushveld Complex. Mineral Sci. Eng., Vol. 9, pp. 83-95.

WINKLER, H. G. F. (1976) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag, New York.

APÉNDICE 1

Análisis químico de rocas y datos de las muestras

TABLA 1. ANÁLISIS DE MUESTRAS

CÓDIGO DE MUESTRA	LITOLOGÍA	ZONA	P_2O_5 (%)	Ti (%)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	$FeO+Fe_2O_3$ (%)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ag (ppm)	Au (ppm)	Pb (ppm)
RB-1-G	Serpentinita	Cayambe		0.02	25	2100	245	6.52	102	1800	19	268	5	Nd	101
RB-43-C	Serpentinita	Baeza		0.07	33	3400	731	4.89	115	1600	6	137	2	Nd	106
RB-43-D	Serpentinita	Baeza		0.02	23	2200	735	4.73	103	1600	7	126	4	0.1	102
RB-59-A	Serpentinita	Peltetec		0.20	103	1200	733	10.56	134	517	12	98	4	1.2	134
RB-136	Serpentinita	Río Mulatos		0.07	34	2500	683	5.38	117	2000	13	241	2	Nd	117
RB-140-A	Serpentinita	Río Mulatos		0.05	41	3000	799	5.07	132	1300	41	382	4	0.1	84
RB-144-G	Serpentinita	Río Mulatos		0.12	46	2400	639	4.89	167	1700	57	233	2	Nd	132
RB-59-B	Gabro	Peltetec		0.26	84	681	609	3.85	95	190	24	86	3	1.6	160
RB-59-D	Picrita	Peltetec		0.94	104	784	655	4.22	105	240	35	111	4	Nd	144
RB-71	Esquisto magnesiano	Huamboya		1.09	92	577	611	3.83	79	264	28	80	3	Nd	119
RB-138	Filita, sericita-andalucita	Río Mulatos		0.48	65	901	419	2.29	73	201	6	793	2	Nd	148
RB-145-G	Esquisto biotítico-anfibolítico	Río Mulatos		2.87	155	144	803	5.22	167	88	553	571	4	Nd	120
RB-154-B	Metadacita	Río Mulatos		1.72	101	27	734	3.89	49	31	12	160	3	Nd	129
FV-153	Calcosilicato	Guarumales		3.71	127	91	5200	4.46	79	62	9	145	5	Nd	159
RB-25-D	Granitoide	Papallacta	2.25												
RB-159-A	Caliza de pellets	Río Mulatos	0.11												

Nd = no detectado

DATOS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

RB-1-G: Carretera Panamericana, 500 m aguas arriba del puente del Río Guachalá, al sur del pueblo de Cayambe. Bloque de serpentinita, que probablemente viene de la faja Central de la Cordillera Real.

RB-43-C; RB-43-D: Río Quijos, 1.5 km ENE de Baeza (8445-99493). Bloques de serpentinita.

RB-59-A: Camino Pungalá-Alao (7716-97946). Bloque de serpentinita de la quebrada de la división Peltetec.

RB-136; RB-140-A; RB-144-G: Río Mulatos (Mapa 7). Bloques de serpentinita de la faja Central.

RB-59-B: Camino Pungalá-Alao (7716-97946). Bloque de gabro del afloramiento por el camino, división Peltetec.

RB-59-D: Camino Pungalá-Alao (7716-97946). Bloque de picrita de la quebrada, división Peltetec.

RB-71: Cerca de El Placer por la ruta Alao-Huamboya. Bloque de esquisto de cuarzo-tremolita con sulfuros de la faja Central.

RB-138: Río Mulatos (Mapa 7). Bloque de roca de sericita-andalucita de bajo grado (roca de contacto).

RB-145-G: Río Mulatos (Mapa 7). Bloque de esquisto con anfíbol y biotita.

RB-154-B: Río Mulatos. Bloque de metadacita con epidota.

FV-153: Bloque cerca de la Quebrada Ventanillas (7728-1466). Roca calcosilicatada con granate.

RB-25-D; RB-159-A: Ver Litherland (1987), Apéndice 1.

ANÁLISIS DE INEMIN ÚNICAMENTE PARA ORO Y ALGUNOS PARA PLATA

CÓDIGO DE MUESTRA	LITOLOGÍA	ZONA	Au (ppm)	Ag (ppm)
RB-222-A	Roca volcánica/silicificada	Valle de Alao	Nd	
RB-222-B	Roca volcánica/silicificada	Valle de Alao	Nd	
RB-222-C	Roca volcánica/silicificada	Valle de Alao	0.1	
RB-224	Roca volcánica/silicificada	Valle de Alao	Nd	
RB-225-A	Roca de mélange silicificada	Peltetec	Nd	
RB-225-H	Roca de mélange silicificada	Peltetec	0.5	
RB-231-A	Roca de mélange silicificada	Río Zula	Nd	
RB-238-B	Veta de sílice	Mina Pilzhum	Nd	
RB-243-B	Roca ?silicificada	Río Paute	Nd	
RB-250-B	Roca volcánica silicificada	Río Huarguallá	Nd	
A-110	Roca volcánica silicificada	Río Yacuambí	0.2	
A-112	Roca intrusiva silicificada con pirita	Río Cambana	Nd	
A-119	Felsita mineralizada con sulfuros	Quebrada Napurca	0.1	
A-122	Roca intrusiva de contacto con sulfuros	Guadalupe	Nd	
A-125	Roca silicificada con vetilla de cuarzo	Río Tres Lagunas	Nd	
RB-209-B	Hornblendita	Penipe	Nd	Nd
RB-209-E	Hornblendita	Penipe	Nd	Nd
RB-209-G	Serpentinita	Penipe	Nd	Nd
RB-247-A	Roca de hornblenda/asbesto	Tampanchi	Nd	Nd
FV-285-Q	Serpentinita	Palenque (El Oro)	Nd	Nd
FV-291-A	Serpentinita	Tahuín (El Oro)	Nd	Nd
FV-285	Serpentinita	Palenque (El Oro)	Nd	
RB-296-B	Serpentinita	Río Mayo	0.2	
RB-313-A	Roca de granate	Cerro Hermoso	Nd	
RB-326-C	Esquisto con pirita	Cerro Hermoso	0.3	
RB-342	Serpentinita	Río Antisana	0.2	
RB-353-A’	Serpentinita	Cabecera del Cosanga	Nd	
RB-353-E	Metalava máfica	Cabecera del Cosanga	Nd	
RB-353-G	Roca de epidota	Cabecera del Cosanga	Nd	
RB-353-I	Metalava máfica	Cabecera del Cosanga	Nd	

Nd = no detectado

DATOS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

RB-222-A; RB-222-B; RB-222-C: Valle de Alao (7774-97930). Bloques de roca microvolcánica/silicificada que vienen del cerro, de la zona de la falla San Antonio.

RB-224: Valle de Alao (7768-97916). Afloramiento de esquistos verdes silicificados, de la zona de la falla San Antonio.

RB-225-A; RB-225-H: Camino Pungalá-Alao (7716-97946). Bloques de mélange ofiolítica silicificados de la quebrada, división Peltetec.

RB-231-A: Camino por el Río Zula, oeste de Totoras (7553-97495). Afloramiento de mélange silicificado, división Peltetec.

RB-238-B: Mina Pilzhum (7482-97072). Bloque de veta de sílice.

RB-243-B

RB-250-B: Quebrada afluente de Quebrada de Shaigua (7746-97857). Bloque de roca silicificada probablemente de la zona de falla San Antonio.

A-110: Camino de herradura Yacuambí-La Paz, cerca a Cambona Chico (3182-9594). Roca de contacto localizada en el Batolito de Zamora, contiene mineralización de sulfuros principalmente pirita.

A-112: Camino Yacuambí-La Paz (9508-3241). Hornfels con pirita, del contacto con el Batolito de Zamora.

A-119: Camino La Paz-Guadalupe (3714-8584), bloque de roca intrusiva (felsita) mineralizada con sulfuros (pirita) del Batolito de Zamora.

A-122: Camino La Paz-Guadalupe (3445-7744), roca intrusiva mineralizada con sulfuros (pirita) del Batolito de Zamora.

A-125: Camino Principal-Tres Lagunas; cerca de Laguna Grande. Roca silicificada.

RB-209-B: Camino Penipe-Río Blanco (7750-98253). Hornblendita de la división Peltetec.

RB-209-E: Camino Penipe-Río Blanco (7750-98253). Hornblendita de la división Peltetec.

RB-209-G: Camino Penipe-Río Blanco (7750-98253). Serpentinita de la división Peltetec.

RB-247-A: Camino Taday-Guaraynag (7618-97082). Roca de hornblenda-asbesto del Complejo Tampanchi.

FV-285-Q: Río Palenque, sur de Pasaje, ca. 2 km SE de la Cantera. Afloramiento de serpentinita.

FV-291-A: Cantera, ca. 2 km al norte de Tahuín. Serpentinita del cuerpo El Toro.

FV-285: Río Palenque, sur de Pasaje. Serpentinita de la cantera.

RB-296-B: Quebrada de los Incas, unión con el Río Mayo (7901-98582). Bloque de serpentinita.

RB-313-A: Cerro Hermoso (8016-98638). Afloramiento de roca de granate con sulfuros.

RB-326-C: Cerro Hermoso (8012-98643). Muestra de esquisto con sulfuro de sitio de antiguos trabajos.

RB-342: Norte del Río Antisana (8159-99322). Muestra de afloramientos de serpentinita.

RB-353-A': Norte del Río Antisana (8195-99306). Bloque de serpentinita.

RB-353-E: Norte del Río Antisana (8195-99306). Bloque de metalava máfica mineralizada.

RB-353-G: Norte del Río Antisana (8195-99306). Bloque de roca de epidota mineralizada.

RB-353-I: Norte del Río Antisana (8195-99306). Bloque de metalava máfica mineralizada.

ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER B. C. V6A 186 PHONE (604)253-3158 FAX (604)253-1716

GEOCHEMICAL ANALYSIS CERTIFICATE

ICP – 0.500 GRAM SAMPLE IS DIGESTED WITH 3ML 3-1-2 HCL-HNO3-H2O AT 95 DEC. C FOR ONE HOUR AND IS DILUTED TO 10 ML WITH WATER
THIS LEACH IS PARTIAL FOR Mn Fe Ca P La Cr Mg Ba Ti B W AND LIMITED FOR Na K AND Al. Au DETECTION LIMIT BY ICP IS 3 PPM.
- SAMPLE TYPE: Rock Chips AU** ANALYSIS BY FA+AA FROM 20 GM SAMPLE

DATE RECEIVED: OCT 23 1987 DATE REPORT MAILED: OCT 26 1987 ASSAYER:……………………DEAN TOYE, CERTIFIED B.C. ASSAYER
B. P. MINERALS INTERNATIONAL File # 87-4900

MUESTRA	Mo (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Ag (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Fe (%)	As (ppm)	U (ppm)	Au (ppm)	Th (ppm)	Sr (ppm)	Cd (ppm)	Sb (ppm)	Bi (ppm)	V (ppm)	Ca (%)	P (%)	La (ppm)	Cr (ppm)	Mg (%)	Ba (ppm)	Ti (%)	B (ppm)	Al (%)	Na (%)	K (%)	W (ppm)	Au** (ppb)
RB-261	1	8	65	117	0.4	483	20	309	1.68	82	5	ND	1	1	1	6	8	9	0.21	0.004	2	814	11.28	3	0.01	4	0.28	0.01	0.01	1	10
RB-265	4	24	7	73	0.1	27	25	155	16.64	129	5	ND	5	3	2	2	2	28	0.25	0.051	2	13	0.30	40	0.13	6	0.79	0.01	0.53	1	6
RB-266	1	39	25	4279	0.1	30	6	525	2.42	22	5	ND	2	42	22	5	2	33	0.97	0.104	5	19	0.07	89	0.12	2	0.43	0.01	0.02	1	1
RB-267-A	113	244	261	112	2.9	127	46	2432	8.19	29	5	ND	2	22	1	4	2	28	3.06	0.331	6	19	0.08	21	0.06	2	0.67	0.05	0.06	1	1
RB-267-H	1	6	17	29	0.1	90	37	32581	0.9	182	5	ND	1	13	3	2	2	1	0.75	0.058	2	12	0.19	5	0.01	7	0.06	0.01	0.01	1	27
RB-268-B	4	213	20	125	0.3	30	13	1614	6.74	4	5	ND	15	189	1	4	2	76	17.32	0.301	23	30	0.62	9	0.01	2	1.32	0.01	0.01	1	1
RB-269-B	20	1347	9	464	4.9	16	9	2190	1.33	10	5	ND	1	8	2	2	2	11	0.32	0.027	2	7	0.39	6	0.01	184	0.50	0.02	0.02	1	30
RB-271-B	1	100	9	97	0.1	5	9	472	6.5	4	5	ND	2	78	1	3	2	48	0.71	0.001	10	8	0.88	98	0.08	11	2.65	0.09	0.36	1	1
RB-273	1	29	8	66	0.2	52	20	540	3.24	7	5	ND	2	25	1	3	2	56	0.82	0.029	2	80	1.99	110	0.32	2	2.09	0.05	0.37	1	5
RB-274	1	626	12	36	0.8	47	51	188	2.23	69	5	ND	1	5	2	2	2	3	0.95	0.051	2	3	0.28	8	0.01	2	0.05	0.01	0.01	1	1
RB-280	8	11	27	263	0.3	13	2	1307	1.86	2	5	ND	1	108	1	2	2	35	20.35	0.027	4	12	3.46	8	0.02	5	0.13	0.01	0.02	1	5
RB-281	8	27	2	17	0.1	20	15	966	8.09	14	5	ND	1	16	1	2	2	60	7.63	0.053	2	14	0.07	10	0.05	7	0.26	0.01	0.02	1	1
RB-285-A	29	10	3	15	0.2	9	2	2194	2.93	51	5	ND	2	10	2	2	2	119	11.74	0.136	2	48	0.11	28	0.07	13	0.62	0.01	0.01	3	1
RB-285-B	2	434	4	91	0.1	13	2	1787	4.46	72	5	ND	1	3	3	2	2	79	5.2	0.074	2	28	0.05	19	0.05	7	0.46	0.01	0.01	15	1
RB-285-C	24	11	72	70	0.3	109	3	221	0.50	178	5	ND	7	21	2	3	2	151	2.47	0.309	25	52	0.04	8	0.05	103	0.47	0.01	0.01	1	1
RB-286-A	5	659	278	174	2.7	10	1	181	0.99	294	5	ND	2	44	2	6	2	17	1.13	0.120	5	25	0.11	3	0.09	5	0.45	0.01	0.01	1	46
RB-286-B	3	112	15	16	0.3	6	1	321	1.06	27	5	ND	3	53	1	2	2	29	1.76	0.226	9	36	0.12	7	0.11	6	0.61	0.01	0.01	1	1
RB-286-C	43	434	11	11	0.5	9	1	436	0.68	24	5	ND	1	10	1	3	2	77	1.92	0.251	2	12	0.09	1	0.08	2	0.31	0.01	0.01	1	1
RB-286-D	2	117	10	12	0.2	5	1	278	1.54	21	5	ND	2	61	1	6	2	25	1.74	0.183	9	33	0.06	7	0.10	17	0.75	0.01	0.01	1	2
RB-286-E	10	678	7	18	0.9	13	2	910	1.41	19	5	ND	1	12	1	3	2	76	1.43	0.172	2	9	0.14	6	0.05	2	0.50	0.01	0.01	1	1
RB-286-G	5	172	7	29	0.5	17	2	1569	8.02	22	5	ND	3	9	1	2	2	127	5.98	0.123	2	66	0.04	14	0.07	7	0.61	0.01	0.01	4	1
RB—287	9	45	8	13	0.2	14	1	1104	1.73	16	5	ND	1	14	1	2	2	124	2.28	0.106	3	21	0.12	6	0.05	2	0.57	0.01	0.01	2	1
RB-288-A	6	111	6	30	0.6	22	2	1748	2.23	42	5	ND	1	61	1	6	2	28	13.84	0.069	6	22	0.11	8	0.01	8	0.28	0.01	0.01	23	2
RB-288-B	4	8	3	108	0.3	47	4	1031	3.33	12	5	ND	3	38	1	3	2	78	5.96	0.087	7	83	0.58	42	0.06	3	1.29	0.01	0.06	2	1
RB-289	6	21	188	884	5.8	63	4	2692	4.61	19	5	ND	4	149	4	5	2	181	13.93	0.092	22	109	0.71	10	0.05	2	1.49	0.01	0.01	1	3
RB-290	1	14	2	40	0.3	2	2	159	0.58	7	5	ND	1	43	1	3	2	17	0.96	0.089	2	5	0.11	28	0.18	7	0.41	0.05	0.03	1	1
RB-291-A	10	15	41	201	0.5	63	2	1146	0.95	7	5	ND	1	224	2	2	2	144	10.83	0.069	8	57	0.50	29	0.12	6	0.41	0.02	0.38	1	2
RB-292-A	4	126	8	33	0.1	8	6	194	11.32	5	5	ND	2	9	1	2	2	13	1.07	0.032	2	9	0.07	5	0.02	2	0.31	0.01	0.01	2	1
RB-292-B	1	108	29	92	0.4	14	8	1277	3.27	37	5	ND	1	99	2	4	2	25	2.80	0.060	3	7	0.36	17	0.15	4	1.16	0.01	0.01	1	2
RB-293	1	39	18	40	0.2	4	8	217	2.10	31	5	ND	1	6	1	2	2	11	0.19	0.036	2	4	0.17	78	0.10	8	0.38	0.04	0.13	2	1
RB-294	1	16	4	61	0.1	7	13	464	2.09	42	5	ND	1	62	1	2	2	26	0.75	0.047	2	7	0.06	11	0.20	2	0.38	0.05	0.01	1	7
STD C/AU-R	19	59	37	131	7.5	69	28	1048	3.84	39	20	7	39	51	20	18	23	59	0.43	0.088	38	59	0.80	180	0.08	35	1.78	0.06	0.13	12	480

Skarns y rocas asociadas, Río Mulatos y Río El Placer; ver las ubicaciones en el Mapa 7 y Figura 2, y la petrografía en el Apéndice 5

Análisis patrocinado por B.P Minerals International

APÉNDICE 2

Análisis geoquímico de sedimentos fluviales

INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS

REPORTE DE ANÁLISIS QUÍMICOS

LAB N°: 3671
N° de MUESTRAS: 8 (ocho)
PROCEDENCIA: Azuay-Cañar
Sigsig-Chigüinda
(ver Litherland, 1987, Mapa 14)
SOLICITADO POR: Ing. F. Viteri
PROYECTO: Cordillera Real

ENTREGA: Ing. Iván Endara
Jefe de Laboratorios
FECHA: 87-07-21

RECEPCIÓN: Ing. W. Santamaría
Director de investigación geológica
FECHA: 87-07-21

DETERMINACIONES

CÓDIGO MUESTRA	**As (ppm)**
A-097	200
A-098	62
A-099	90
A-100	72
A-101	64
A-102	140
A-103	90
A-104	50

REALIZADO POR: Determinaciones Analíticas

MARIANA LÓPEZ
Jefe de Determinaciones Analíticas

INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS

REPORTE DE ANÁLISIS QUÍMICOS

LAB N°: 3735
N° de MUESTRAS: 15 (quince)
PROCEDENCIA: Sigsig-Principal
Sigsig – Santa Bárbara,
Principal – Tres Lagunas
Oña – Tres Lagunas
SOLICITADO POR: Ing. F. Viteri
PROYECTO: Cordillera Real

ENTREGA: Ing. Iván Endara
Jefe de Laboratorios
FECHA: 88-03-02

RECEPCIÓN: Ing. W. Santamaría
Director de investigación geológica
FECHA: 88-03-02

DETERMINACIONES

CÓDIGO MUESTRA	**Ag (ppm)**
A-105	1
A-106	Nd
A-107	2
A-108	4
A-109	Nd
A-111	1
A-113	Nd
A-114	Nd
A-115	Nd
A-116	Nd
A-117	Nd
A-118	Nd
A-120	Nd
A-121	Nd
A-123	Nd

Nd = no detectable, menor que 1 ppm de Ag

REALIZADO POR: Determinaciones Analíticas

SUSANA SALVADOR A.
Jefe de Determinaciones Analíticas

NOTA: Los resultados de los otros elementos solicitados con este LAB, serán reportados una vez que se reinicien los análisis por ICP.

INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS

REPORTE DE ANÁLISIS QUÍMICOS

LAB N°: 3671
N° de MUESTRAS: 8 (ocho)
PROCEDENCIA: Azuay-Cañar
Sigsig-Chigüinda
(ver Litherland, 1987, Mapa 14)
SOLICITADO POR: Ing. F. Viteri
PROYECTO: Cordillera Real

ENTREGA: Ing. Iván Endara
Jefe de Laboratorios
FECHA: 87-06-08

RECEPCIÓN: Ing. W. Santamaría
Director de investigación geológica
FECHA: 87-06-08

DETERMINACIONES

CÓDIGO MUESTRA	Zn (ppm)	Pb (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)
A-097	451	160	21	104	45	45
A-098	208	95	38	30	70	52
A-099	106	109	23	17	59	54
A-100	95	88	16	17	48	42
A-101	88	36	10	13	27	20
A-102	80	80	23	29	54	61
A-103	60	44	11	14	31	30
A-104	85	60	14	14	37	40

REALIZADO POR: Determinaciones Analíticas

SUSANA ALVARADO A.
Jefe de Determinaciones Analíticas

NOTA: Los resultados de As serán reportados posteriormente.

INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS

REPORTE DE ANÁLISIS QUÍMICOS

LAB N°: 3595 N° de MUESTRAS: 38 (treinta y ocho) PROCEDENCIA: Varios (Cañar – Azuay – Morona Santiago) Paute- Méndez (ver Litherland, 1987, Mapa 12)	ENTREGA:	Ing. Iván Endara Jefe de Laboratorios	FECHA: 87-07
SOLICITADO POR: Ing. F. Viteri PROYECTO: Cordillera Real	RECEPCIÓN:	Ing. W. Santamaría Director de investigación geológica	FECHA: 87-07

DETERMINACIONES

CÓDIGO MUESTRA	As (ppm)
A0039	104
A0040	96
A0041	46
A0042	40
A0043	70
A0044	58
A0045	78
A0046	112
A0047	56
A0048	48
A0049	84
A0050	70
A0051	68
A0052	100
A0053	52
A0054	82
A0055	52
A0056	56
A0057	74
A0058	104
A0059	82
A0060	40
A0061	58
A0062	60
A0063	98
A0064	70
A0065	52
A0066	62
A0067	64
A0068	82
A0069	92
A0070	74
A0071	100
A0072	52
A0073	76
A0074	56
A0075	64
A0076	70

REALIZADO POR: Determinaciones Analíticas

MARIANA LÓPEZ
Jefe de Determinaciones Analíticas

INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

DEPARTAMENTO DE LABORATORIOS

REPORTE DE ANÁLISIS QUÍMICOS

LAB N°: 3776
N° de MUESTRAS: 10 (diez)
PROCEDENCIA: Varios
El Triunfo – Cerro Hermoso
Río Antisana – Río Cosanga
SOLICITADO POR: Ing. Ramiro Bermúdez
PROYECTO: Cordillera Real

ENTREGA: Ing. Iván Endara
Jefe de Laboratorios
FECHA: 88-03-25

RECEPCIÓN: Ing. W. Santamaría
Director de investigación geológica
FECHA: 88-03-28

DETERMINACIONES

CÓDIGO MUESTRA	**Zn (ppm)**	**Pb (ppm)**	**Co (ppm)**	**Cu (ppm)**	**Ag (ppm)**	**Ni (ppm)**
CR-B-068F	49	40	29	44	Nd	42
CR-B-069F	58	50	10	33	1	42
CR-B-070F	86	50	27	35	2	51
CR-B-071F	65	25	19	18	2	49
CR-B-072F	490	15	33	34	Nd	100
CR-B-073F	113	10	26	19	5	50
CR-B-074F	80	20	21	19	Nd	29
CR-B-076F	93	20	31	23	2	44
CR-B-077F	104	10	24	19	1	30
CR-B-078F	108	10	20	29	2	41

Nd = No detectable, menor que 1 ppm de Ag

REALIZADO POR: Determinaciones Analíticas

SUSANA SALVADOR A.
Jefe de Determinaciones Analíticas

NOTA: Los resultados de Mo y Cr serán reportados posteriormente

APÉNDICE 3

NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL
SCIENTIFIC SERVICES

ISOTOPE GEOLOGY CENTRE

RADIOGENIC ISOTOPES SECTION

Reporte No. 87/1
por
C. C. Rundle

Análisis Rb-Sr de rocas recolectadas en mayo/junio 1987 para el Proyecto, auspiciado por ODA, Cordillera Real-Ecuador

Traducción al español por Stalyn Paucar (2021)

Resultados Rb-Sr del Ecuador – 1987

1. Preámbulo

Debido a la dificultad de acceso, pésima exposición, y alto grado de meteorización y alteración de muchas de las rocas en la Cordillera Real, a menudo era imposible recolectar un conjunto completo de muestras, todas, de afloramiento y que sin duda sean del mismo cuerpo rocoso. En varios casos se tuvo que recurrir a bloques de ríos con el fin de completar el conjunto, o en un intento de extender el posible rango de las proporciones Rb/Sr. Por la misma razón en algunas localidades, las muestras de vetas transversales de aplita o felsita fueron recolectadas, asumiendo que fueron emplazadas del mismo magma poco después de la intrusión principal y por tanto encajando en la misma isócrona.

En algunos casos este enfoque parece haber sido exitoso, pero en general la inclusión de bloques de ríos sólo ha complicado la interpretación y, aunque parezca que este tipo de muestras es útil para el geólogo de campo en el sentido de que representa un muestreo de afloramientos inaccesibles aguas arriba, es de poco uso para una datación isotópica precisa – particularmente por el método de isócrona Rb-Sr de roca total. Estas muestras indicarían la presencia de un complejo ígneo más arriba de la montaña, pero parecería que en sólo pocas circunstancias favorables los distintos miembros del complejo son lo suficientemente coetáneos y consanguíneos para ser incluidos en un conjunto de isócrona Rb-Sr.

Varios de los conjuntos de rocas analizados aquí no proporcionaron isócronas y fue necesario una considerable selección de datos con el fin de generar resultados aparentemente útiles. En muchos casos el único criterio para rechazar puntos era que estos no se ajustaban a la línea definida por la mayoría, se espera que posteriores detalles petrográficos ayuden a justificar estos rechazos. En general muchos de los resultados de regresión no son satisfactorios y es claro que la modificación y alteración posterior ha perturbado profundamente los sistemas isotópicos Rb/Sr. Sin embargo, algunos de los conjuntos de muestras aparentemente entregan edades originales, no perturbadas. Se espera que un análisis posterior de separados de minerales por el método K-Ar, que será reportado por separado, por lo menos permitirá definir la edad y extensión de estos eventos tardíos. Con el fin de obtener las edades de eventos tempranos en la evolución del área, particularmente en el basamento metamórfico, será más provechoso usar el método U/Pb en circones; pero debe notarse que esto será de valor sólo para las rocas relativamente jóvenes encontradas en el cinturón móvil Andino, si se puede encontrar muestras en donde los circones no han sido perturbados por eventos tardíos y registran edades concordantes por ambos sistemas U/Pb.

La Tabla 1 es un resumen de varios análisis de regresión de isócrona, esto acompañado por una discusión detallada de los resultados para cada conjunto de rocas recolectado. El orden de la presentación y discusión de los datos está de acuerdo con la logística de la recolección de la muestra y no tiene algún significado geológico particular. Una tabla con todos los resultados analíticos (Tabla 3) y varios diagramas de regresión de isócrona son incluidos en este reporte.

2. Introducción

Los detalles de las muestras recolectadas del área del Proyecto Cordillera Real, trituradas en el Ecuador, para dataciones Rb-Sr se encuentran en el Reporte No. 87/12 de IGU. Este reporte presenta los resultados analíticos y la interpretación geocronológica de los datos para el beneficio de los geólogos de campo, por tanto, no se incluye una descripción minuciosa de la geología o alguna discusión de las implicaciones geológicas de los resultados – esto deberá ser realizado en una futura publicación. Todas las descripciones de roca aquí realizadas se basan en características determinadas en el campo y en una muestra de mano; subsecuentes discusiones de los detalles geológicos y petrológicos aún pendientes de ser entregados por los geólogos de campo podrían revalorar algunas de las conclusiones y clarificar algunos de los problemas de interpretación.

Cien muestras que representan trece unidades rocosas diferentes, principalmente intrusivos granodioríticos, fueron analizadas para proporciones Rb/Sr por fluorescencia de Rayos X usando el espectrómetro automático XRF Philips en el laboratorio de la sección de Química Analítica del Servicio Geológico Británico, sección bajo supervisión del Sr. T. K. Smith y colegas; se agradece al Sr. D. A. Bernard (NSS-Centro de Geología Isotópica) por elaborar los pellets de polvo prensado (*pressed powder pellets*) necesarios para este propósito.

Las proporciones de isótopos de estroncio fueron determinadas por el autor usando el laboratorio de química-pulcra y el espectrómetro de masas multicolector en el Centro de Geología Isotópica. Los resultados son presentados en forma de tablas y diagramas de isócrona Rb-Sr.

Para muestras con más de 30 ppm de cualquier elemento se asignó un error general de ± 0.5% (1 sigma) a la determinación de la relación Rb/Sr. En otros casos se usó un error basado en el cálculo estadístico. Los análisis duplicados de muestras y los estándares sugieren que un error de ± 0.005% es apropiado para las medidas de la proporción de isótopos de estroncio. Los análisis duplicados de estándares internacionales indican que los resultados son adecuados dentro de las estimaciones de precisión.

Los errores en la edad y proporción inicial (Ri) se denotan como 2-sigma (95% de confiabilidad) y se refieren a la última cifra significativa. Las líneas que mejor se ajustan a los diagramas de isócrona fueron calculadas usando un programa de ajuste por mínimos cuadrados con errores asignados para ambos ejes. Cuando el parámetro MSWD excede 3.0 se infiere que no todos los puntos coinciden con la línea dentro de los límites del error analítico y, siguiendo la práctica convencional, los errores en la edad y el intercepto son aumentados multiplicando por la raíz cuadrada de MSWD, con el fin de compensar el exceso de dispersión "geológica". Sin embargo, se debe notar que, cuando el MSWD es grande indica que el sistema no cumple los requisitos para un buen geocronómetro y la edad calculada tendría poca importancia geológica.

Todas las edades fueron calculadas usando la constante de decaimiento para ^{87}Rb de $1.42 \times 10^{-11} a^{-1}$.

Tabla 1. Ecuador – 1987
Resumen de los resultados de regresión de isócrona Rb-Sr

Intrusión	Muestra No.	N	MSWD	$^{87}Sr/^{86}Sr$ Inicial	Edad (Ma) y Error (2σ)
Chingual	E/87/2	10	8.2	0.7037 ± 2	146 ± 58
Al quitar A, B, E, F, G		5	1.0	0.7029 ± 3	304 ± 55
Al quitar A y H		8	2.8	0.7037 ± 1	156 ± 21*
Abitagua (Norte)	E/87/5	9	0.9	0.7046 ± 1	161 ± 2*
Abitagua (Sur)	E/87/6	11	24.9	0.7046 ± 2	166 ± 6
Al quitar A, C, E, F		7	2.5	0.7046 ± 1	163 ± 2*
Abitagua (todo)		20	14.8	0.7046 ± 1	165 ± 4
Al quitar 6C, 6E, 6F		17	2.5	0.7046 ± 1	162 ± 1*
Azafrán + vetas de pegmatita y aplita	E/87/8	9	135	0.7064 ± 9	88 ± 16
Sólo granito		7	2.4	0.7046 ± 3	120 ± 5*
Mina Peggy	E/87/14	4	1028	0.702 ± 3	406 ± 112
Al quitar volcánico (14B)		3	22.8	0.718 ± 1	82 ± 28*
Napurca (Zamora, NW)	E/87/16	8	57	0.7048 ± 3	187 ± 18
Al quitar A, B, C		5	2.9	0.7046 ± 1	187 ± 2*
Al quitar felsita (16D)		4	3.4	0.7047 ± 1	178 ± 23
Al quitar G y H (Máfico)		6	64	0.7049 ± 3	183 ± 19
Zamora (NE)	E/87/21	10	54	0.7056 ± 4	126 ± 41
Al quitar C, H, I, J		6	4.2	0.7050 ± 3	198 ± 34*
Batolito Zamora Norte-todo		16	67	0.7047 ± 5	220 ± 64
Outliers omitidos		11	12.4	0.7047 ± 3	236 ± 31*
Río Pituca (Zamora S)	E/87/22	8	86.8	0.7046 ± 4	159 ± 17
Al quitar G, H		6	4.4	0.7037 ± 2	246 ± 17
Al quitar E, F		4	1.4	0.7038 ± 2	244 ± 19*
Sólo E, G, H		3	2.5	0.7040 ± 1	166 ± 2
Migmatita Sabanilla	E/87/23	8	175	0.7118 ± 12	233 ± 51
Al quitar F (menos foliado)		7	98	0.7118 ± 9	240 ± 40
Al quitar B, E, G (leucocrático)		4	20.6	0.7121 ± 5	234 ± 19*
Plutón Río Mayo	E/87/26	5	2.7	0.7051 ± 2	144 ± 35*
Plutón Portachuela	E/87/27	7	96	0.7049 ± 3	33 ± 11
San Lucas	E/87/28	9	543	0.7050 ± 8	62 ± 29
Muestras graníticas		3	1.6	0.7047 ± 1	53 ± 2*
Basamento gnéisico		4	0.9	0.7049 ± 1	107 ± 2*

***resultado preferido**

Tabla 2. Lista de figuras
Todos los diagramas de isócrona

Figura	Diagrama de isócrona
1	Gneis Chingual – todas las muestras
2	Gneis Chingual – cinco muestras seleccionadas
3	Gneis Chingual – menos dos outliers
4	Granito Abitagua (norte)
5	Granito Abitagua (sur) – todas las muestras
6	Granito Abitagua (sur) – menos cuatro outliers
7	Granito Abitagua – datos combinados
8	Granodiorita Azafrán
9	Granito Mina Peggy
10	Plutón Napurca – Zamora (noroeste) – todas las muestras
11	Plutón Napurca – Zamora (noroeste) – menos tres outliers
12	Plutón Napurca – Zamora (noroeste) – menos máficos
13	Zamora (noreste) – todas las muestras
14	Zamora (noreste) – solo muestras de grano grueso del afloramiento
15	Río Pituca (Zamora sur) – todas las muestras
16	Río Pituca (Zamora sur) – menos las muestras veteadas
17	Batolito Zamora – sólo muestras septentrionales
18	Migmatita Sabanilla – todas las muestras
19	Migmatita Sabanilla – sólo muestras de máficos
20	Plutón Río Mayo
21	Plutón Portachuela
22	San Lucas – todas las muestras
23	San Lucas – sólo muestras graníticas
24	San Lucas – basamento gnéisico

3. Gneis Chingual (CCR/E/87/2A-J)
Fueron recolectadas 10 muestras de granito foliado/ortogneis de cuatro localidades a lo largo de 8 km de la sección de vía, donde pequeños afluentes generaron gargantas que cortan a través de la vía. Todas las muestras eran muy similares con rayas, grumos aplanados de biotita variablemente fresca en una matriz de cuarzo y feldespato blanco sacaroideos; la única variación visible era la proporción y grado de alteración de la biotita. En el diagrama de isócrona (Fig. 1) todas las muestras no definen una línea dentro de los límites del error analítico (MSWD = 8.2) y la edad es de 146 ± 58 Ma; Ri = 0.7037 ± 2. Sin embargo, mediante una inspección visual de la isócrona, parece que cinco muestras (CCR/E/87/2C, D, H, I, J,) son colineales. La regresión de estos datos produce una isócrona (MSWD = 1.0, Fig. 2) que entrega una edad de 304 ± 55 Ma; Ri = 0.7029 ± 3; pero se debe enfatizar que no hay alguna razón geológica o geográfica para seleccionar estas cinco muestras, solamente definen una línea separada en el diagrama de isócrona. La proporción inicial para esta línea es usualmente baja para esta parte de los Andes, lo que indicaría menos contaminación cortical en la génesis de esta roca, o podría ser falsa y consecuencia de una pérdida de estroncio durante la alteración. Un análisis posterior por el método Sm-Nd ayudaría a resolver este problema (en el caso de que el líder del Proyecto considere que valga la pena).

Las cinco muestras restantes se dispersan hacia la izquierda y arriba de la línea. Esto se explicaría por la pérdida de Rb durante un metamorfismo tardío (aunque todavía no está claro porqué sólo estas cinco muestras fueron afectadas) y es interesante notar que todas tienen un considerable contenido más bajo de Rb en comparación con aquellas que definen la línea. Si las cinco muestras colineales permanecieron como sistemas cerrados desde el emplazamiento inicial, entonces estos datos sugerirían que esto ocurrió en el Paleozoico Tardío e involucró principalmente material original derivado del manto.

Sin embargo, una evaluación adicional de las muestras de mano sugiere una interpretación alternativa. La muestra 2H es muy diferente del resto en el sentido de que contiene la mayor proporción de biotita y la de grano más fino. Además, el análisis de los datos de isócrona demuestra que esta muestra se encuentra lejos de la línea de mejor ajuste por todos los 10 puntos. Si se omite este punto de la regresión, la MSWD se reduce a 4.7 y la edad es de 149 ± 44 Ma. Si también se omite a la muestra 2A, que también es anómala en el sentido de que contiene salpicaduras de biotita de grano fino en la matriz, proporciona una isócrona (MSWD = 2.8, Fig. 3) con una edad de 156 ± 21 Ma; Ri = 0.7037 ± 1. A la luz de otros resultados en este estudio se considera que probablemente ésta es la mejor interpretación de los datos.

4. Granito Abitagua (Norte) (CCR/E/87/5A-I)
Nueve muestras fueron recolectadas de una vía que cortaba a lo largo de 3 km de exposición continua. Todas las muestras están muy alteradas y contienen biotitas con bordes oxidados. La roca es una granodiorita biotítica, de grano medio, no foliada. La muestra 5H contiene vetas finas, tardías de felsita y la 5I es puro material felsítico de grano fino. A pesar de la apariencia alterada de estas muestras y la inclusión de material de veta obviamente tardío, todas las 9 muestras definen una isócrona (Fig. 4, MSWD = 0.9) que entrega una edad de 161 ± 2 Ma; Ri = 0.70456 ± 4. Por tanto, se debe asumir que la alteración y el emplazamiento de vetas ocurrió poco después de la intrusión y a partir de entonces el sistema permaneció cerrado a la migración de isótopos.

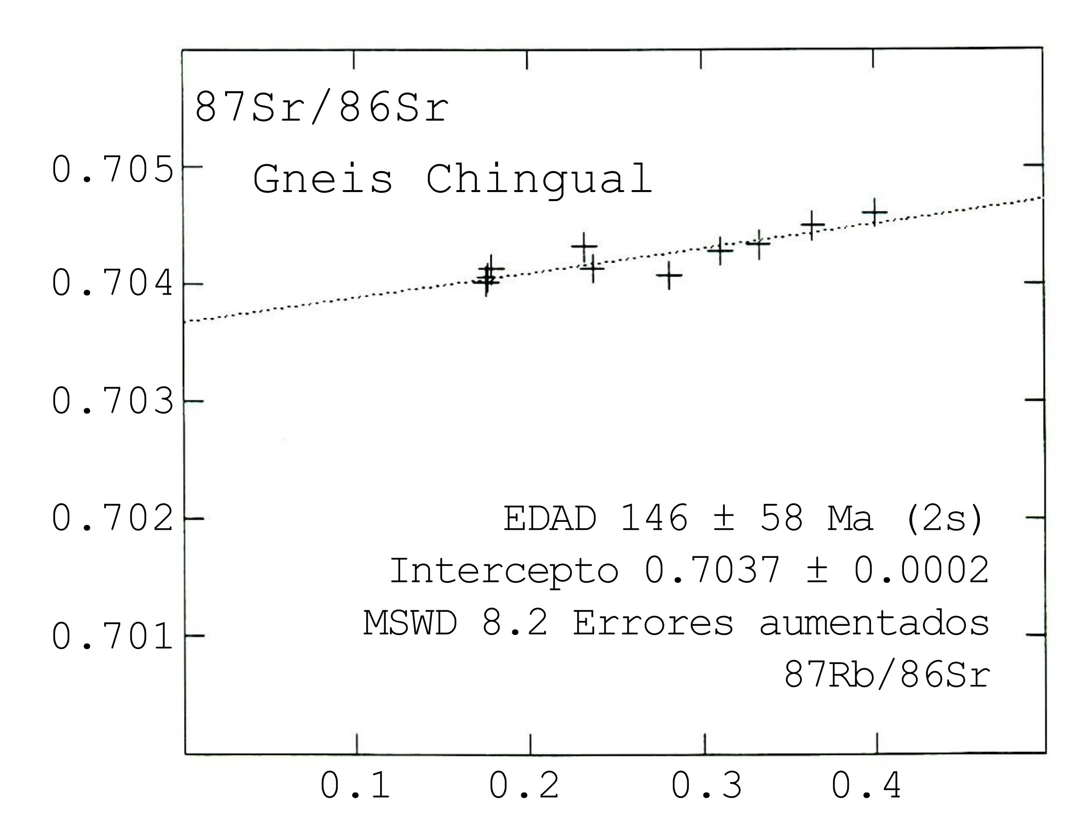


Figura 1. Gneis Chingual – todas las muestras

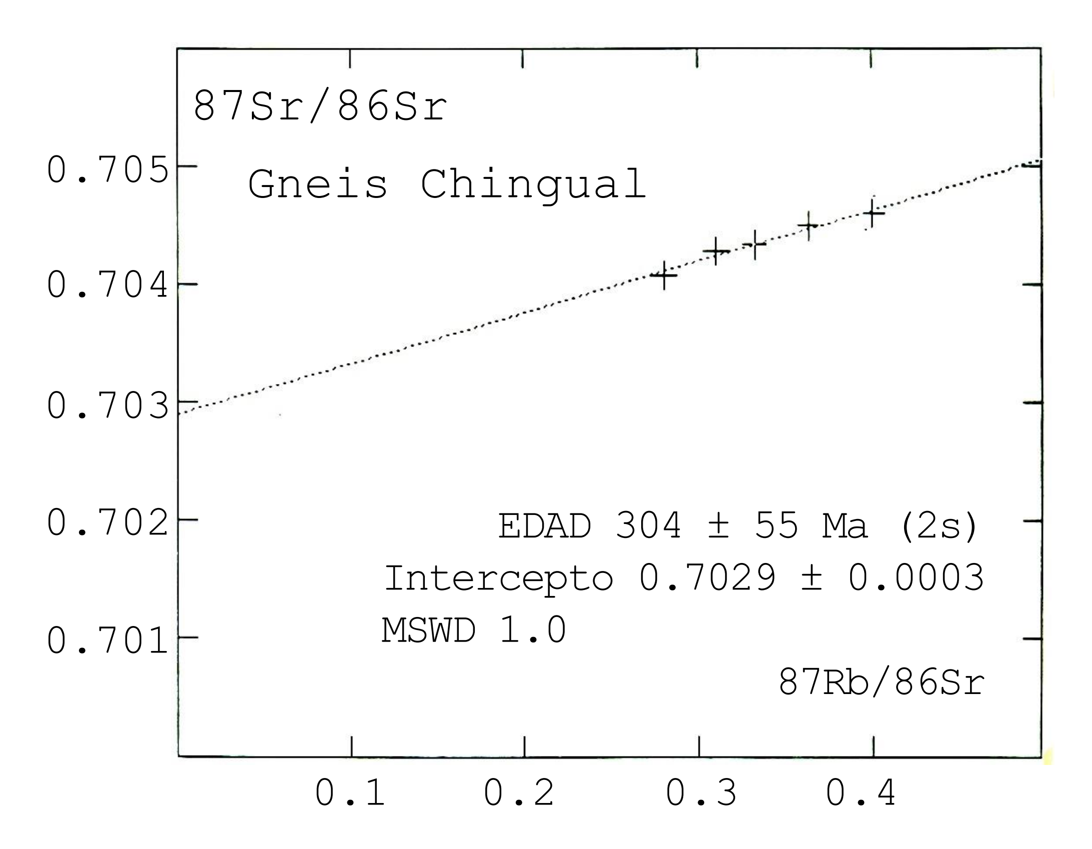


Figura 2. Gneis Chingual – cinco muestras seleccionadas

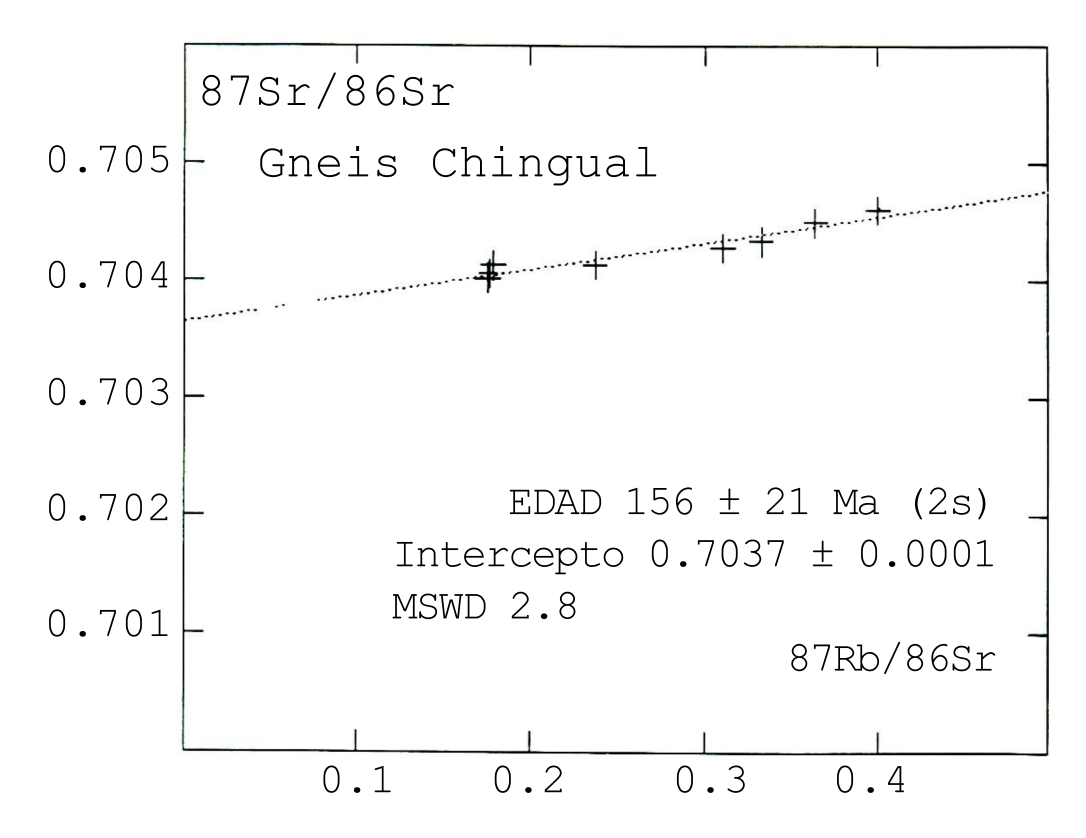


Figura 3. Gneis Chingual – menos dos outliers

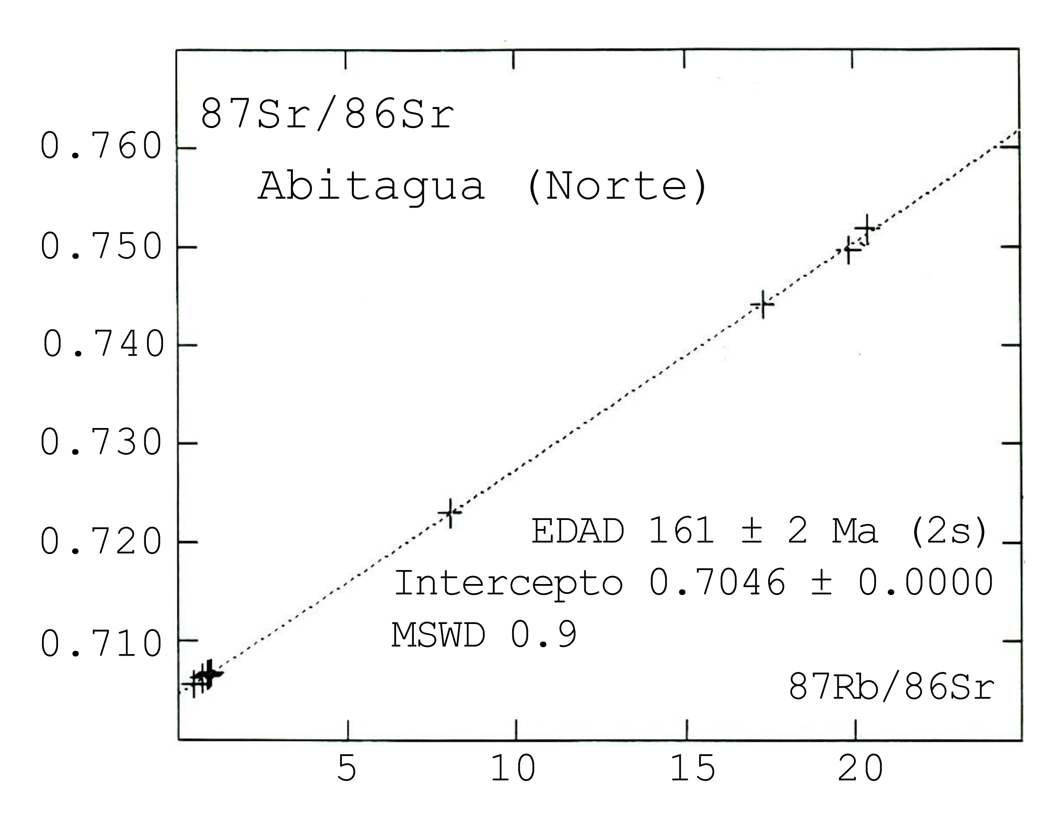


Figura 4. Granito Abitagua (norte)

5. Granito Abitagua (Sur) (CCR/E/87/6A-K)
No todas las 11 muestras, la mayoría menos alteradas que el conjunto norte, definen una línea en el diagrama de isócrona (Fig. 5, MSWD = 25), sin embargo, la edad y el intercepto (166 ± 6 Ma, Ri = 0.7046 ± 2) son muy similares a aquellas del afloramiento septentrional. Además, si cuatro de los outliers más obvios son omitidos (6C, 6E y 6F con feldespato rosado de grano grueso, y 6A que está muy alterada y con muchas biotitas oxidadas de grano fino), las siete restantes (incluyendo una veta tardía de felsita) definen una isócrona (MSWD = 2.5, Fig. 6) que entrega una edad de 163 ± 2 Ma; Ri = 0.70458 ± 5; casi idéntica a la del afloramiento septentrional.

Si los dos conjuntos de datos son combinados el resultado es una isócrona de 17 puntos (MSWD = 2.5, Fig. 7) con una edad de 162 ± 1 Ma; Ri = 0.70459 ± 3. Con varias muestras definiendo esta línea podría existir un alto nivel de confiabilidad que registra un importante evento geológico; posiblemente el enfriamiento final posterior al emplazamiento y la subsecuente alteración.

6. Granodiorita Azafrán (CCR/E/87/8A-I)
Las 9 muestras de granodiorita biotítica de grano medio, epidotizada y variablemente foliada incluyen una veta de aplita fino-granular y una pegmatita cuarzo-feldespática tardía. Estas dos muestras encajan bien en la línea definida por las siete muestras normales y, cuando se las omite la edad de isócrona es 120 ± 5 Ma; Ri = 0.7046 ± 3; MSWD = 2.4 (Fig. 8). La proporción inicial es la misma que la de Abitagua, pero la edad es considerablemente más joven. Esto proporciona una fuerte evidencia de que la intrusión Azafrán es más joven que la Abitagua y sugiere que la foliación vista en Azafrán es un efecto del flujo marginal en lugar de una sobreimpresión tectónica.

7. Complejo Río Verde (CCR/E/87/10A, B)
Fueron recolectadas dos muestras de un pequeño afloramiento (en el banco oeste del Río Verde) de diorita Hb+Bt que contiene esporádicos cristales de cuarzo azul, para investigar si esta roca está relacionada a las intrusiones cercanas Abitagua o Azafrán. Ambas eran muy similares en muestra de mano y tienen proporciones Rb/Sr muy similares (también bajas). Por tanto, no es posible calcular alguna edad importante sólo para éstas dos; y un modelo de cálculo de edad usando una proporción inicial asumida no es apropiado porque la proporción $^{87}Sr/^{86}Sr$ es tan baja que la edad calculada sería muy dependiente del valor en particular escogido para ser la proporción inicial. Se observa el mismo efecto cuando estas dos muestras son graficadas en las isócronas de Azafrán y de Abitagua (sur). En ambos casos los dos puntos se grafican en el extremo inferior y ligeramente arriba de la isócrona, además incrementan la MSWD. Por tanto, parecería que estos datos indican que las muestras de Río Verde no están relacionadas a las intrusiones Abitagua o Azafrán y podrían ser un poco más antiguas que cualquiera de las dos. Análisis isotópicos posteriores de separados de minerales ayudarían a resolver este problema, pero también se sugiere que un estudio geoquímico y petrográfico de estas intrusiones ayudarían en la correlación.

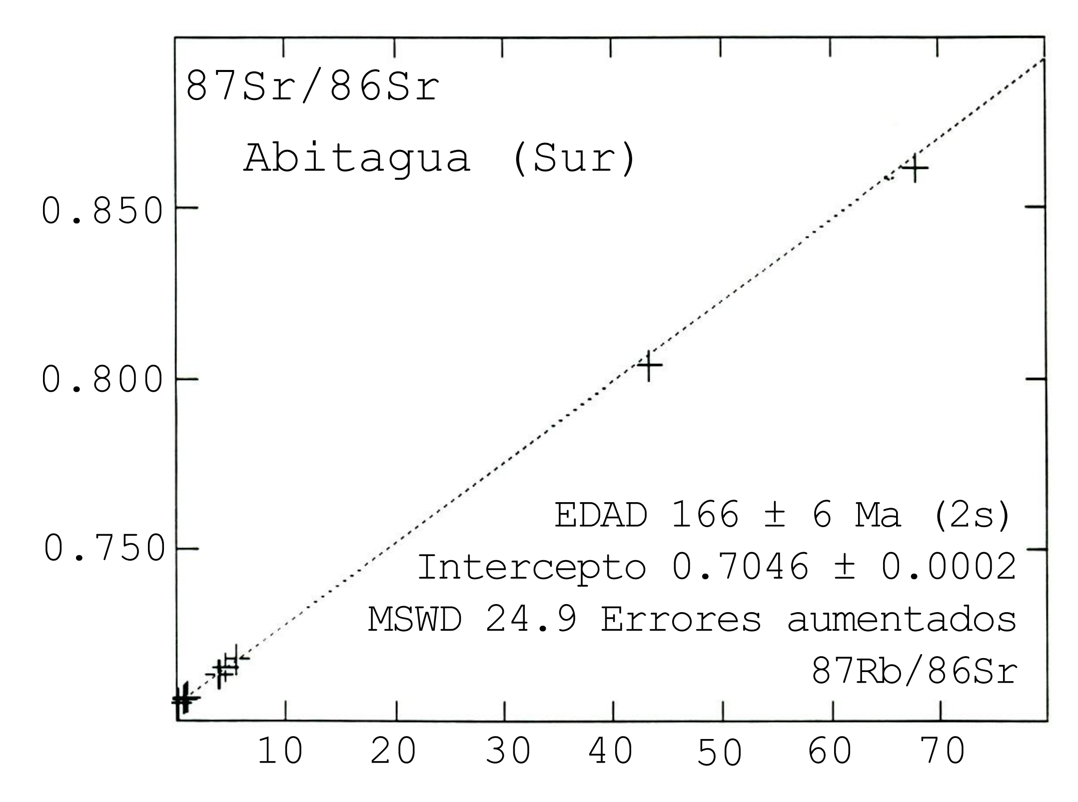


Figura 5. Granito Abitagua (sur) – todas las muestras

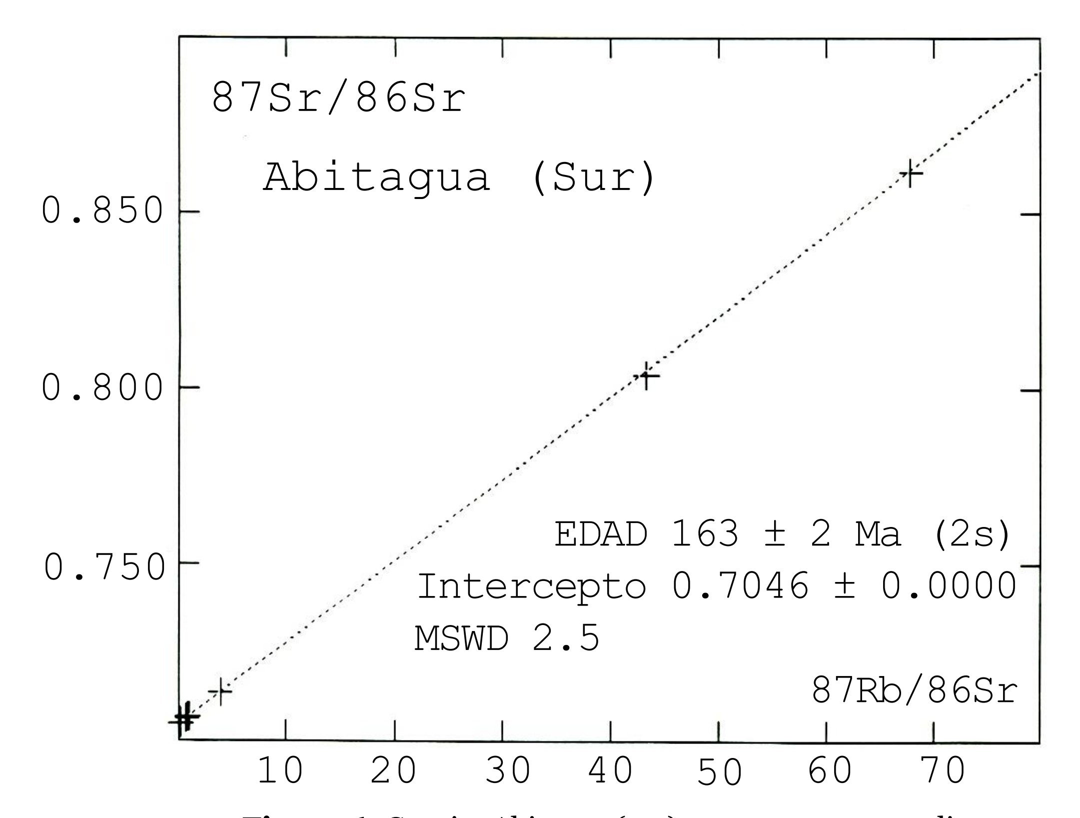


Figura 6. Granito Abitagua (sur) – menos cuatro outliers

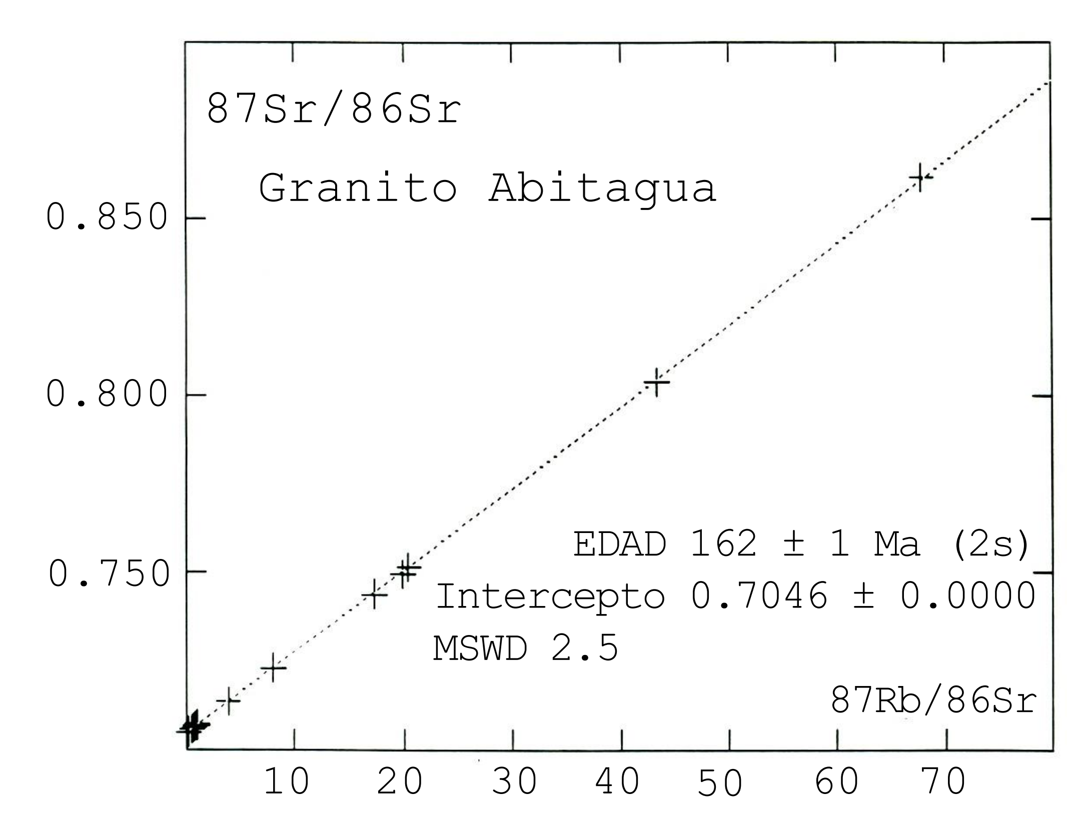


Figura 7. Granito Abitagua – datos combinados

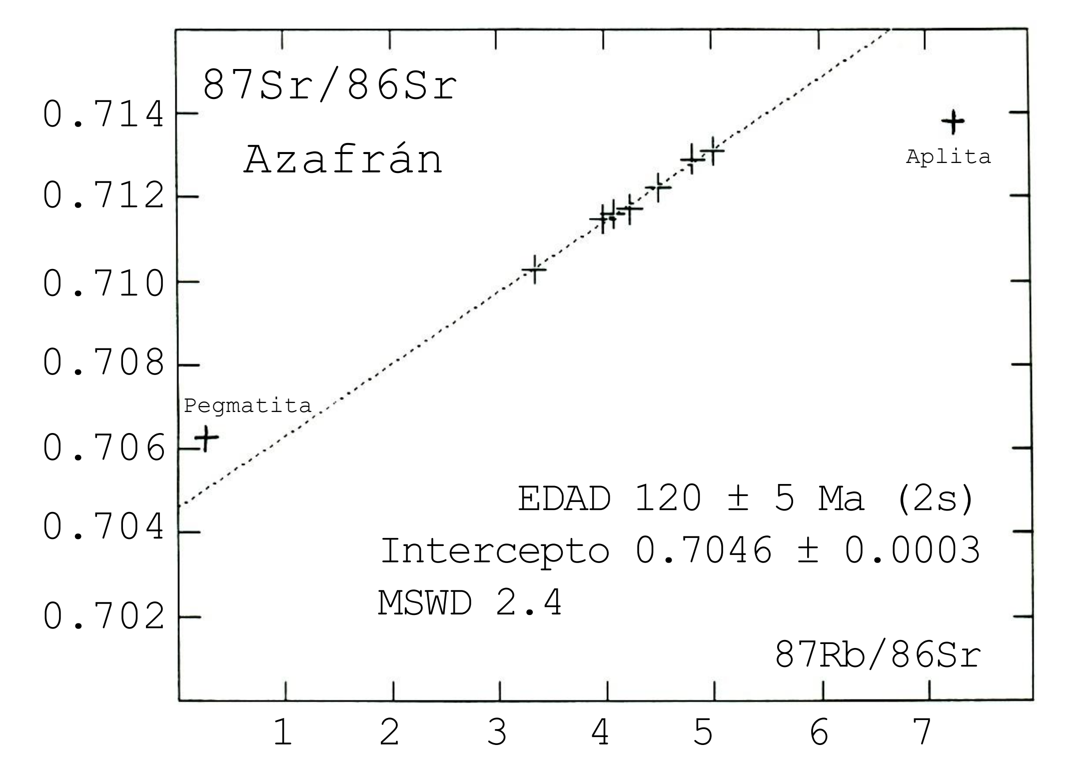


Figura 8. Granodiorita Azafrán

8. Granito con cuarzo azul de la Mina Peggy (CCR/E/87/14A-D)
Debido a la dificultad de acceso y a la escasez de exposición, sólo cuatro muestras de estas rocas fueron recolectadas – todas de grandes bloques en el lecho del afluente. Tres son un granito biotítico gris de grano medio a grueso con ocasionales cristales pequeños de cuarzo azul y megacristales grises de feldespato-K; mientras que una (14B) pertenece a la facies volcánica fino-granular, se espera que esté relacionada al granito y pueda ayudar a extender el rango de las proporciones Rb/Sr.

Sin embargo, la inspección de la Fig. 9 demuestra que este no es el caso. Los datos para la muestra volcánica se encuentran separados de las otras tres muestras y parecen no estar relacionados. Desafortunadamente, las tres muestras restantes de granito tampoco definen una isócrona (MSWD = 22.8) y tienen un pequeño rango de proporción Rb/Sr; por tanto, los resultados son de poca confiabilidad (82 ± 28 Ma; Ri = 0.7176 ± 14). Sin embargo, estos datos indican una proporción inicial alta y una edad joven para estas muestras, además, sugieren fuertemente que los sistemas isotópicos reflejan un episodio de reseteo tardío – quizá relacionado a la cristalización secundaria de los megacristales de feldespato. Se espera que un análisis posterior de separados de biotita ayude a determinar una edad de emplazamiento, pero se sugiere que el análisis U/Pb de circón sería el mejor método para datar esta roca.

9. Batolito Zamora

9.1 Plutón Napurca (Zamora noroeste) (CCR/E/87/16A-H)
8 muestras recolectadas a lo largo de 5 km de la vía incluyen cinco granodioritas hornbléndicas de grano medio a grueso muy similares, una veta de felsita y, dos muestras máficas piritizadas de grano fino a medio muy diferentes. Todas las muestras de grano grueso están muy alteradas; los minerales máficos son verdes, los feldespatos enrojecidos y, hay abundantes vetas de epidota. Además, las muestras máficas se encuentran en el lado opuesto de una pequeña falla en la graníticas y fueron tomadas de bloques redondeados del lecho del afluente.

Si se realiza una regresión con todas las muestras (Fig. 10) existe una considerable dispersión (MSWD = 57) y eso se explicaría por las tres muestras graníticas (A, B, C) recolectadas en el extremo septentrional de la travesía. Si se omiten éstas los datos restantes definen una isócrona (MSWD = 2.9, Fig. 11) que entrega una edad de 187 ± 2 Ma; Ri = 0.70461 ± 4. Sin embargo, debe notarse que las tres omitidas son idénticas, en muestra de mano, a las muestras graníticas de grano grueso que se ajustan a la isócrona. Además, esta edad es muy dependiente de los datos de la muestra de felsita tardía (D) la cual tiene una proporción $^{87}Rb/^{86}Sr$ cinco veces más grande que cualquiera de las otras. Si se omite esto de la regresión la MSWD aumenta ligeramente a 3.4, los errores en la edad e intercepto se incrementan notablemente debido a la reducción en el rango de las proporciones Rb/Sr, pero los valores para la edad (178 ± 23 Ma) e intercepto (Ri = 0.7047 ± 1) no cambian de forma considerable. Se concluye que 187 ± 2 Ma es una buena estimación de la edad registrada en la veta de felsita y que es muy similar a aquella de la roca hospedante.

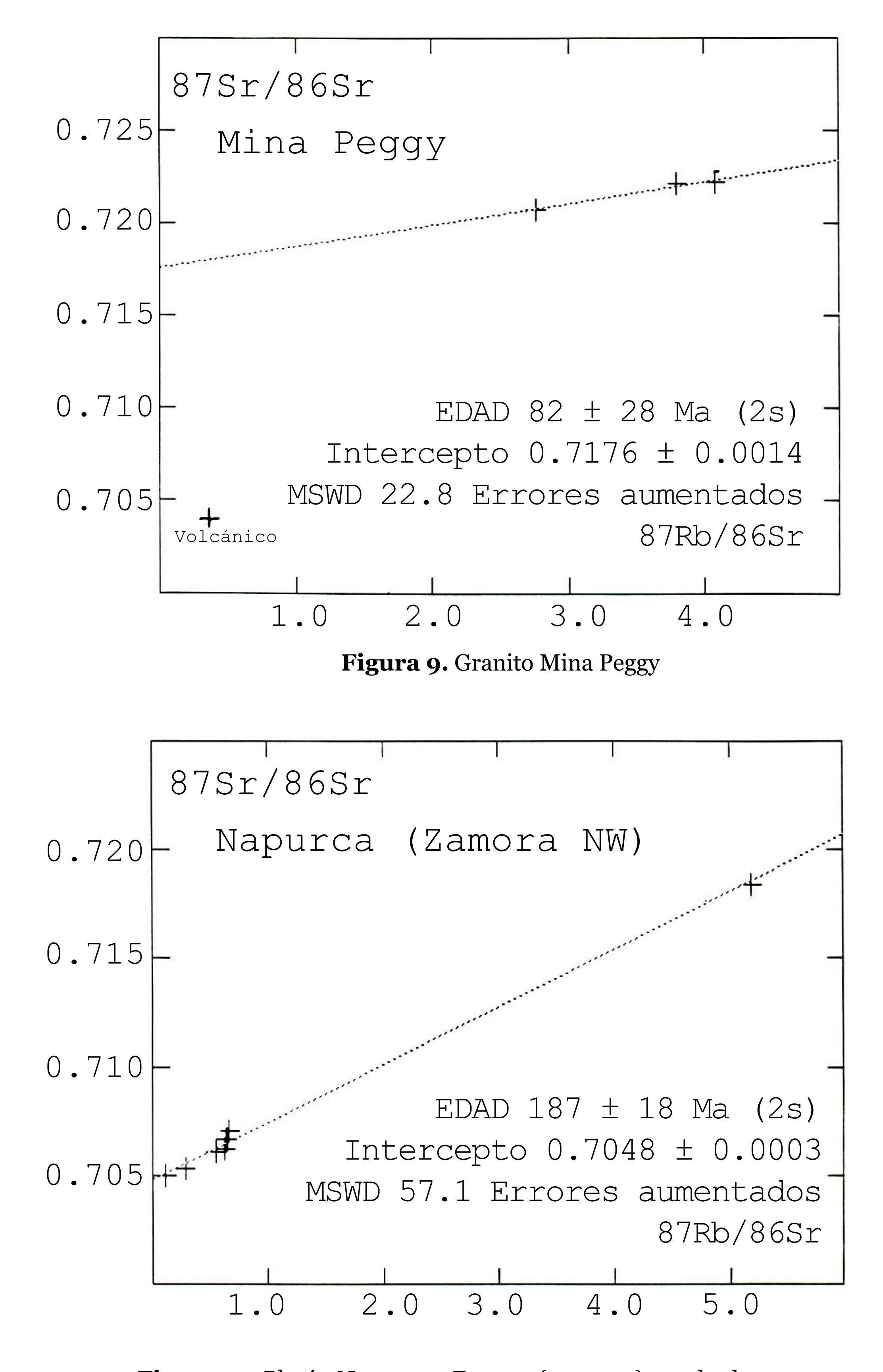


Figura 9. Granito Mina Peggy

Figura 10. Plutón Napurca – Zamora (noroeste) – todas las muestras

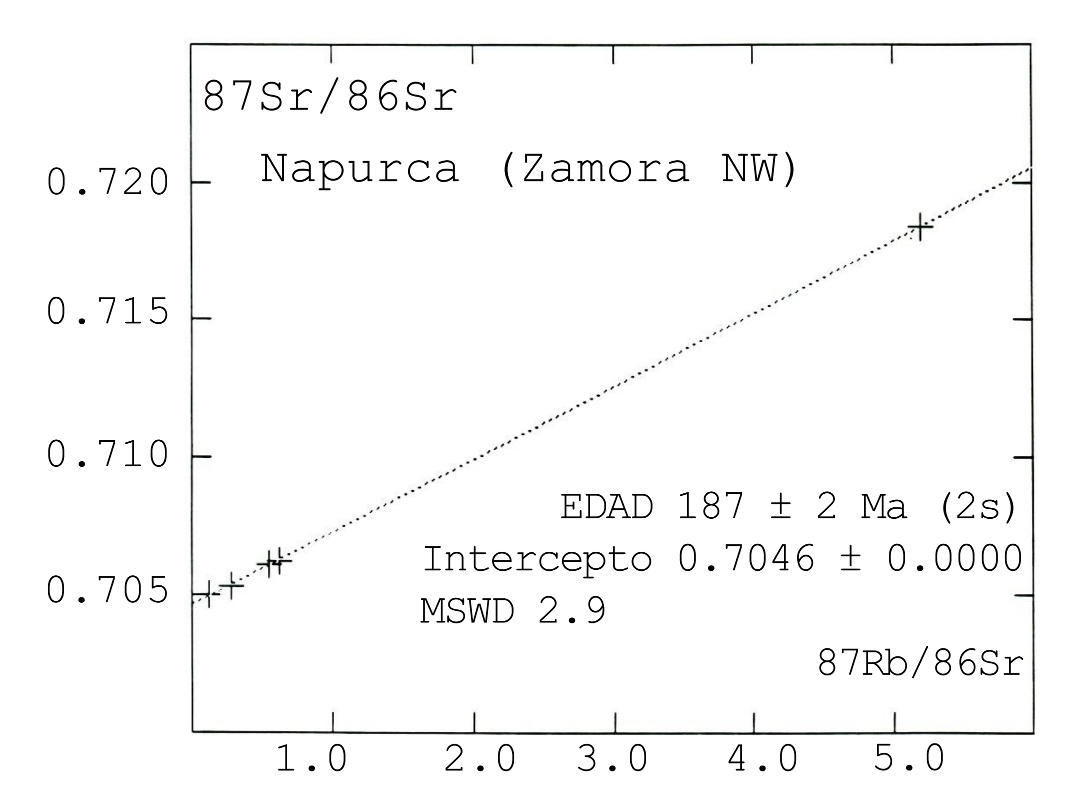


Figura 11. Plutón Napurca – Zamora (noroeste) – menos tres outliers

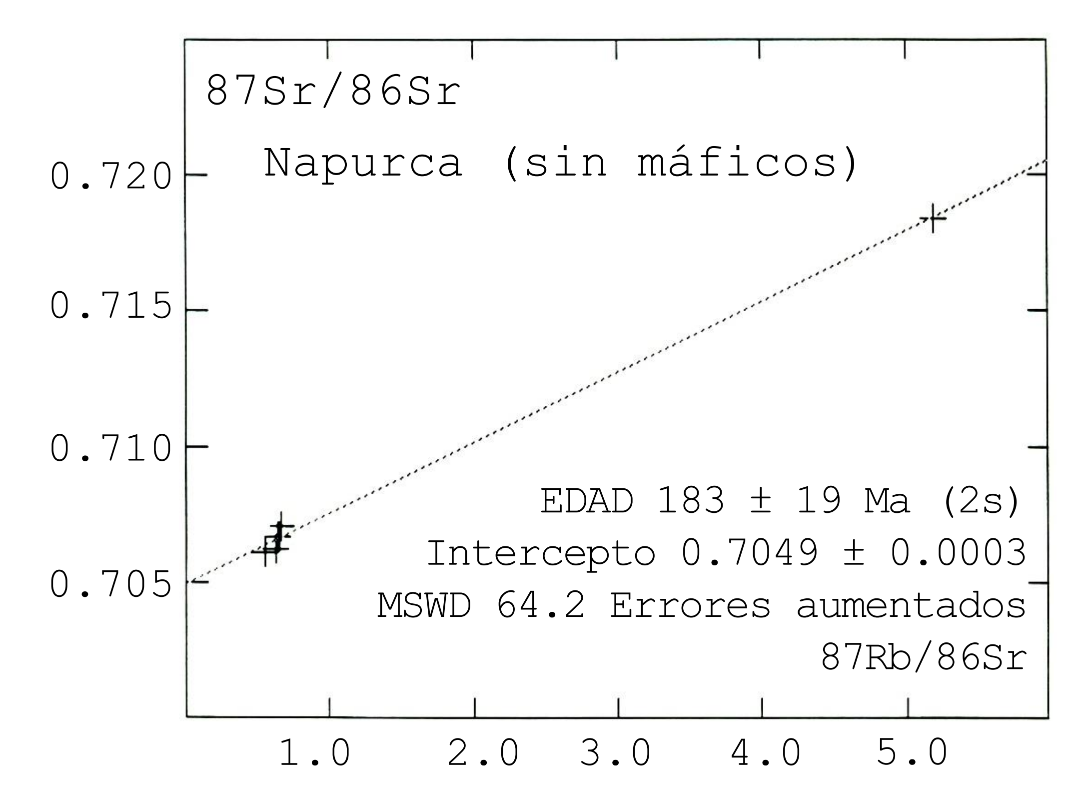


Figura 12. Plutón Napurca – Zamora (noroeste) – sin máficos

Sin embargo, se debe notar que las cinco muestras que definen esta edad son muy diferentes y fueron recolectadas de dos exposiciones separadas por una falla. Además, las dos muestras máficas no eran in situ. Geológicamente, el agrupamiento más sensible de datos incluiría a las muestras graníticas y la felsita, todas recolectadas del mismo lado de la falla y de un afloramiento in situ. En este caso la MSWD es más grande que aquella de todas las muestras y la edad es otra vez dependiente de la muestra de veta de felsita (Fig. 12, MSWD = 64.2, 183 ± 19 Ma), pero ahora, la omisión de la felsita resulta en una dispersión de puntos (con MSWD = 29.4), proporcionando una edad más antigua virtualmente sin sentido y una alta proporción inicial, con errores muy altos (569 ± 399 Ma; Ri = 0.7015 ± 35). Sin embargo, estos datos aparentemente entregan una confirmación de la edad de alrededor de 185 Ma para la veta de felsita y quizá para el plutón como un todo. De nuevo, se espera que un análisis posterior de separados de minerales ayude a justificar esta conclusión. Aunque no son in situ, parecería que las dos muestras máficas están relacionadas a la granodiorita principal.

9.2 Zamora (noreste) (CCR/E/87/21A-J)

Siete muestras fueron recolectadas de bloques residuales de una gravera de granito profundamente alterado a lo largo de 1 km de un nuevo corte de vía parcialmente completo, las otras tres fueron recolectadas de bloques en un afluente a 2 km del principal afloramiento. Las muestras A, B, E, F y G son granodioritas (muy similares) Hb+Bt de grano medio con pequeños feldespatos rosados ocasionales. Los máficos son generalmente verdes y esporádicamente también hay pequeños xenolitos máficos. La muestra C viene de una veta verde/gris oscura de grano fino, mientras que la D es un xenolito parcialmente asimilado con crecimiento secundario de cuarzo y feldespato. Los tres bloques del río incluyen a, H: similar a A, B, etc., pero más alterado; I: una facies volcánica porfirítica relativamente fresca; y J: un bloque félsico homogéneo de grano fino.

Las 10 muestras tienen una amplia dispersión en el diagrama de isócrona (Fig. 13, MSWD = 52; edad = 126 ± 41 Ma) y los dos outliers más obvios (H y J) son dos de los bloques del río incluyendo a la variedad felsítica de grano fino con una alta proporción Rb/Sr (ambos tienden a reducir la pendiente, y, por tanto, la edad calculada de la mejor línea de ajuste). Si se omiten las tres muestras de río, las siete restantes muestras de afloramiento tampoco definen una isócrona, aunque existe una considerable reducción en la dispersión (MSWD = 7.0) y la pendiente de la línea crece. La eliminación de la muestra 21C (la veta tardía de grano fino) reduce la MSWD a 4.2 (Fig. 14) y la edad es de 198 ± 34 Ma; Ri = 0.7050 ± 3.

Debido a los altos errores (principalmente consecuencia de los bajos valores y el estrecho rango de proporciones Rb/Sr) estos resultados no son considerablemente diferentes de aquellos del plutón Napurca, pero existe una indicación de exceso de dispersión y una sugerencia de una edad más antigua la cual supondría una perturbación isotópica y parcial reseteo de material más antiguo. Sería importante que una línea graficada sólo por H y J entregase una edad de 175 Ma, muy similar a aquella determinada para la veta de felsita del plutón Napurca.

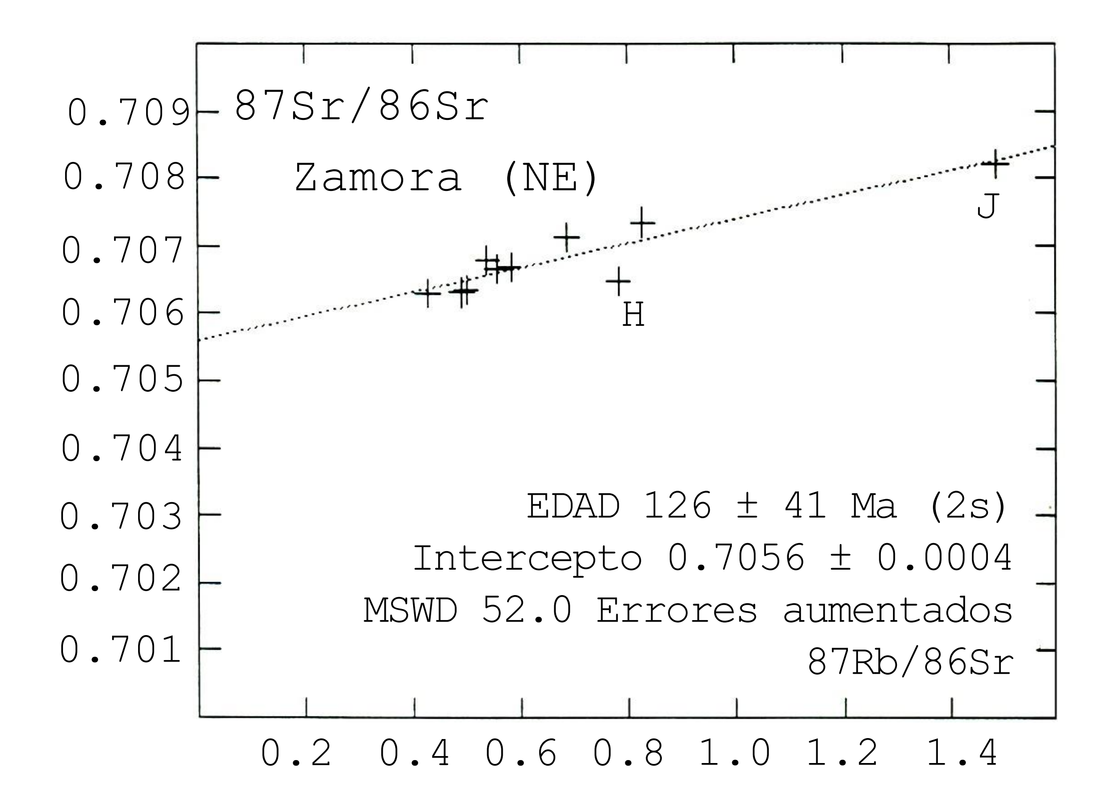


Figura 13. Zamora (noreste) – todas las muestras

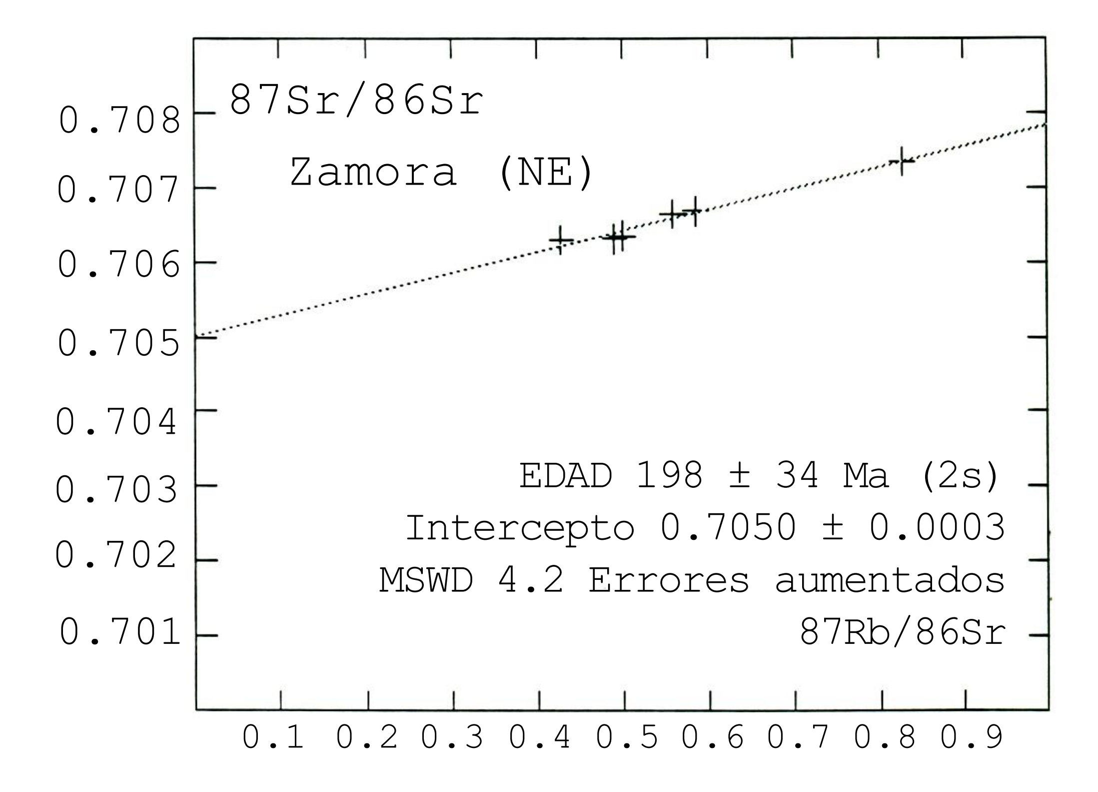


Figura 14. Zamora (noreste) – solo muestras de grano grueso del afloramiento

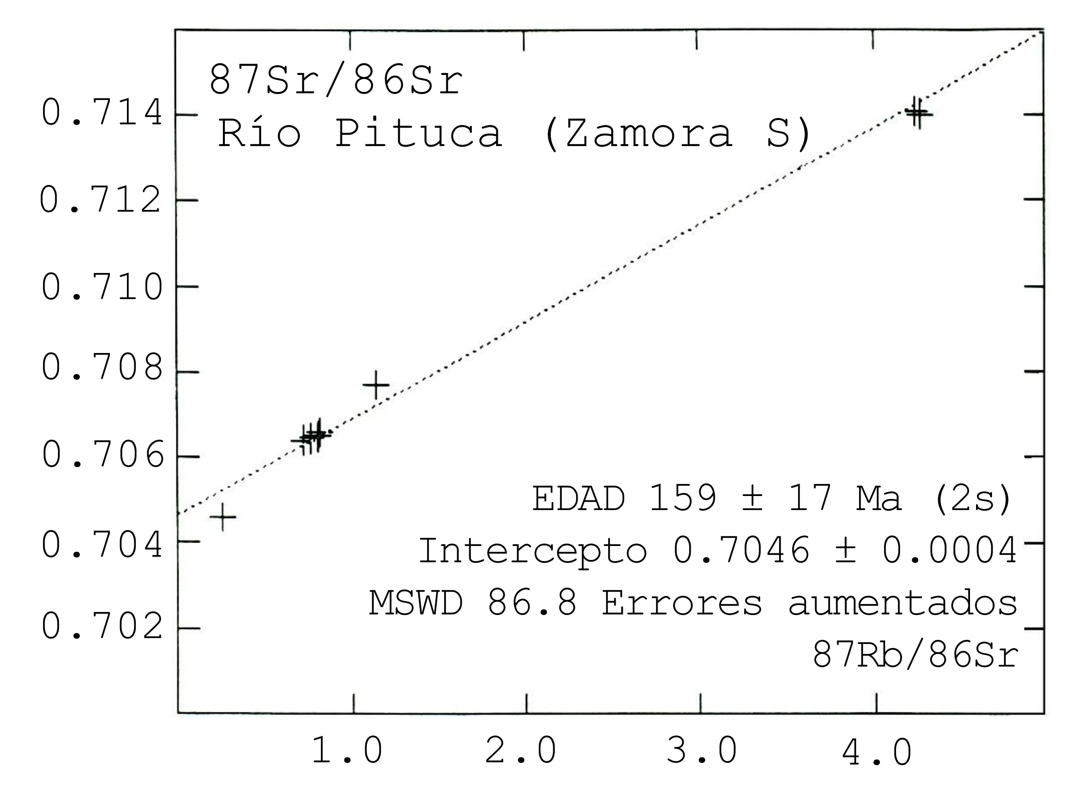


Figura 15. Río Pituca (Zamora sur) – todas las muestras

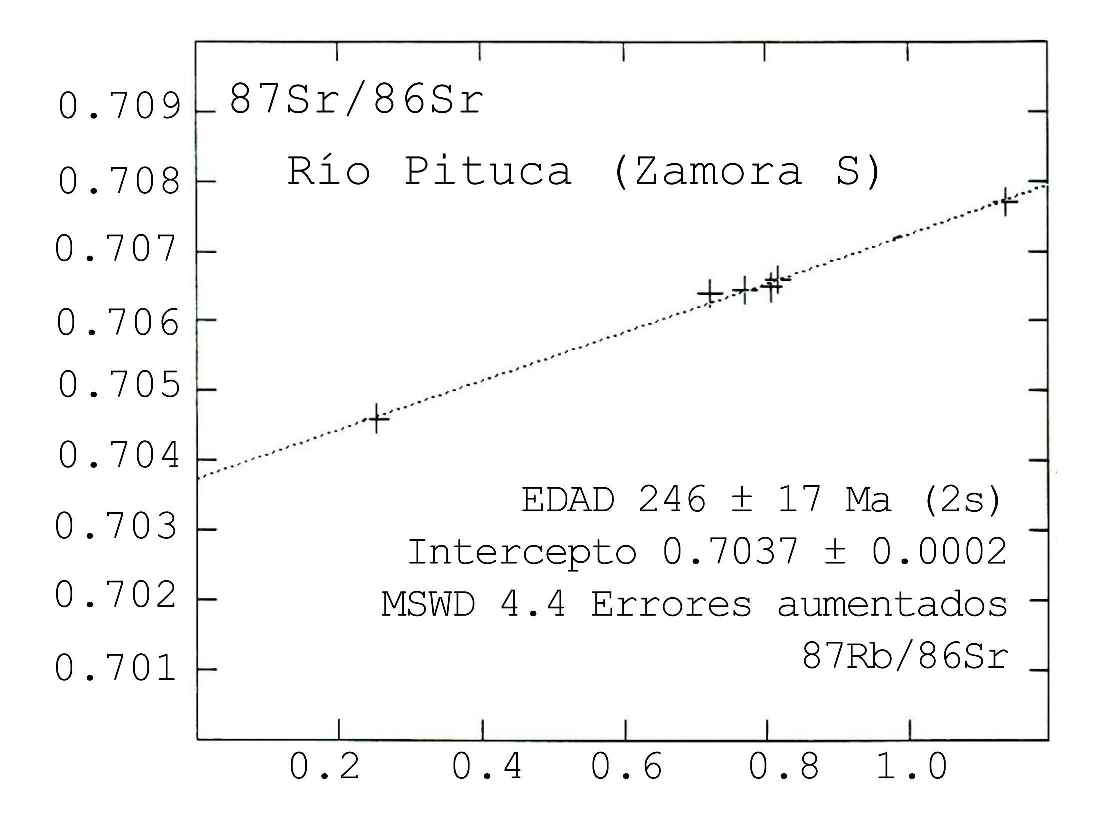


Figura 16. Río Pituca (Zamora sur) – menos las muestras veteadas

9.3 Río Pituca (Zamora sur) (CCR/E/87/22A-H)

En un sector se obtuvo cuatro muestras frescas de grandes bloques, los cuales son granitos Hb+Bt de grano medio a grueso con fenocristales de feldespato-K rosado. A 500 m, otras cuatro muestras tomadas de grandes bloques en el lecho del río son más variables. La E era similar a las primeras cuatro, pero la F era algo diferente. Ésta era una variedad leucocrática porfirítica gris y blanca, con Hb, sin rastros de feldespato rosado. La G y H eran de un gran bloque de lo que inicialmente fue un granito de grano grueso con feldespato rosado, el cual ahora contiene numerosos parches grandes anastomosados de vetilleo/alteración epidótica y clorítica y muchos xenolitos básicos. En el diagrama de isócrona (Fig. 15) no todas las muestras se ajustan a la línea, pero los puntos más anómalos son G y H – la variedad xenolítica veteada – los cuales tienen las proporciones más altas de Rb/Sr. Si estos son omitidos, los seis restantes (incluyendo la variedad no rosada) se ajustan a una línea aceptable (MSWD = 4.4, Fig. 16) entregando una edad de 246 ± 17 Ma; Ri = 0.7037 ± 2. Los datos de sólo las cuatro muestras del sector dan una isócrona (MSWD = 1.4) con una edad de 244 ± 19 Ma; Ri = 0.7038 ± 2.

Estos datos sugieren una edad en exceso de 225 Ma para esta parte del batolito de Zamora, la cual es considerablemente más antigua que aquellas al parecer registradas en las dos exposiciones septentrionales. Es interesante notar que las dos muestras veteadas más la muestra de granito con feldespato rosado del río, juntas entregan una isócrona (MSWD = 2.5) con una edad de 166 ± 2 Ma, Ri = 0.7040 ± 1. Esto es muy similar a la edad del plutón Napurca en el norte y quizá sugiere que el vetilleo tardío está relacionado a este evento tardío.

9.4 Resumen de los resultados del Batolito Zamora

Todos los conjuntos de muestras de esta área proporcionan resultados dispersos en los diagramas de isócrona y son difíciles de interpretar. Los resultados de las dos travesías septentrionales están dominados por las muestras de veta tardía de felsita de alto Rb/Sr, las cuales tienden a reducir las edades calculadas. Cuando éstas se omiten y todas las muestras septentrionales son graficadas juntas existe una amplia dispersión (Fig. 17) y la edad es de 220 ± 64 Ma; Ri = 0.7047 ± 5. La remoción progresiva de los outliers no altera de manera significativa estos resultados, pero reduce la MSWD y por tanto los errores. En última instancia, se generó una línea con once puntos en la cual ninguna muestra parece ser anómala. La MSWD es de 12.4 con una edad de 236 ± 31 Ma; Ri = 0.7047 ± 3. Esta edad es notablemente más antigua que las mejores edades calculadas cuando las vetas de felsita son incluidas y es muy similar a aquella de la exposición meridional. Sin embargo, la proporción inicial de los conjuntos del norte es considerablemente más alta que aquellas del sur, de modo que, cuando se grafica a ambos conjuntos, estos se ven como dos líneas paralelas.

Por tanto, se concluye que la mejor interpretación de estos datos es que el Batolito de Zamora originalmente fue emplazado en el Pérmico Tardío a Triásico Temprano. Durante la intrusión, el magma en el norte parece haber asimilado más material cortical preexistente que el del sur. Subsecuentemente, en el Jurásico Temprano, los sistemas isotópicos experimentaron una considerable modificación y perturbación en un periodo de alteración, quizá acompañado por el emplazamiento de vetas.

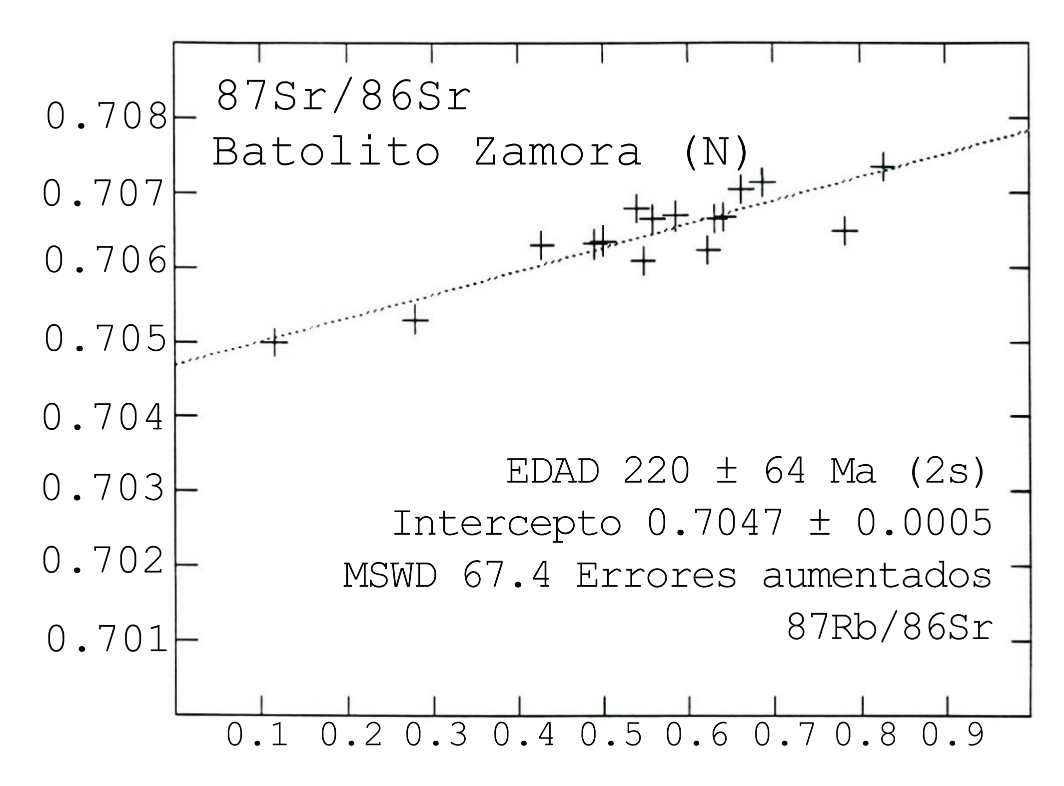


Figura 17. Batolito Zamora – sólo muestras septentrionales

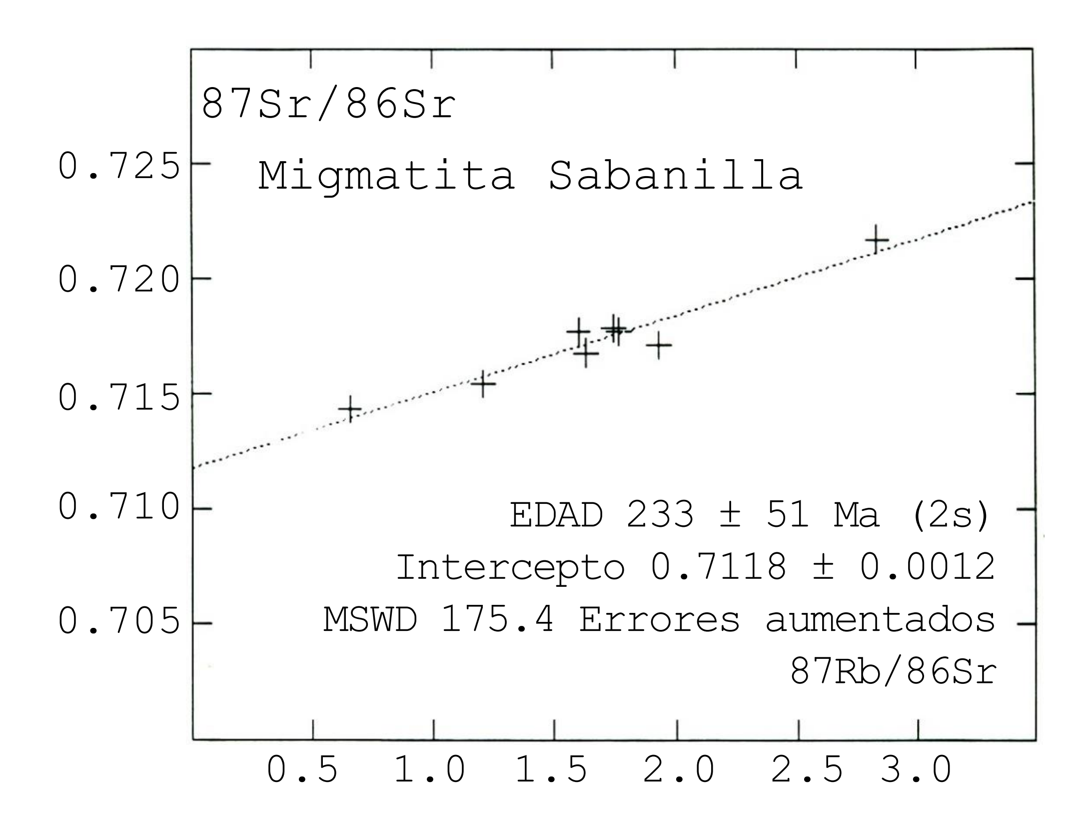


Figura 18. Migmatita Sabanilla – todas las muestras

10. Migmatita Sabanilla (CCR/E/87/23A-H)

Esta roca fue inicialmente mapeada por Kennerley quien la describió como un granito metasomático. En la presente investigación, fueron recolectadas ocho muestras de gneises migmatíticos altamente variables a lo largo de 2 km de exposición fresca y continua de un nuevo corte de vía. Las rocas están fuertemente foliadas y obviamente tienen una historia compleja. En una sección bloques angulares de material foliado fino-granular están dispersos de forma aleatoria en una matriz de gneises altamente foliados, con plegamiento-chevron, los mismos que son cortados por *pods* cuarzo-feldespáticos. La mayoría de exposiciones son gneises con un típico bandeado claro y oscuro con intensidad variable de plegamiento; rara vez se presenta un granito de grano medio, masivo y no-foliado, con moscovita + feldespato + cuarzo menor, posiblemente es el tipo descrito por Kennerley. Todas las muestras contienen abundante biotita fresca secundaria.

Asumiendo que el episodio de la formación de biotita fue el último evento que afectó a estas rocas y que en aquel momento los isótopos de estroncio habrían sido homogeneizados, se decidió recolectar muestras de todas las fases en un intento de obtener una buena dispersión en las proporciones Rb/Sr. En el diagrama de isócrona (Fig. 18) los puntos se esparcen ampliamente cerca de la línea de mejor ajuste (MSWD = 175) y entregan una edad de 233 ± 51 Ma con una inusual alta proporción de 0.7118 ± 12. Claramente esto sugiere una perturbación y parcial reseteo de material cortical preexistente. Al omitir los outliers más obvios, incluyendo la muestra F menos foliada y más masiva y, tres muestras (B, E, G) de material leucocrático principalmente cuarzo-feldespático; dejando a las cuatro muestras más máficas finamente bandeadas, las que aparecen razonablemente colineales. Sin embargo, la MSWD, aunque algo reducida, aún es alta (20.6) y la edad e intercepto permanecen esencialmente sin cambios en 234 ± 19 Ma; Ri = 0.7121 ± 5 (Fig. 19).

A partir de estos resultados es claro que los sistemas isotópicos Rb/Sr no fueron completamente reseteados durante el último evento metamórfico, como se esperaba, y por tanto no cumple con los requisitos para un buen geocronómetro. La edad calculada e intercepto tienen errores altos y reflejarían dos o más eventos y, no son considerados como confiables; registrarían valores intermedios, entre miembros finales. Sin embargo, sería notable que al parecer estas muestras registren una edad similar a la deducida del emplazamiento del cercano Batolito Zamora – pero a partir de estos datos es imposible decir si esto indica el emplazamiento inicial del cuerpo intrusivo, la gneisificación o la recristalización tardía.

La alta proporción inicial sugeriría que la génesis incluyó un precursor cortical longevo – posiblemente involucrando la fusión de sedimentos tempranos. La datación K-Ar de separados de micas indicaría la edad del último evento que afectó al área y, si ésta es considerablemente más joven que 230 Ma entonces indicaría que la edad Rb/Sr está más relacionada a la gneisificación, pero se aconseja que son necesarios datos petrológicos, geoquímicos, de Sm-Nd y U/Pb para dar luz a la evolución temprana de estas rocas.

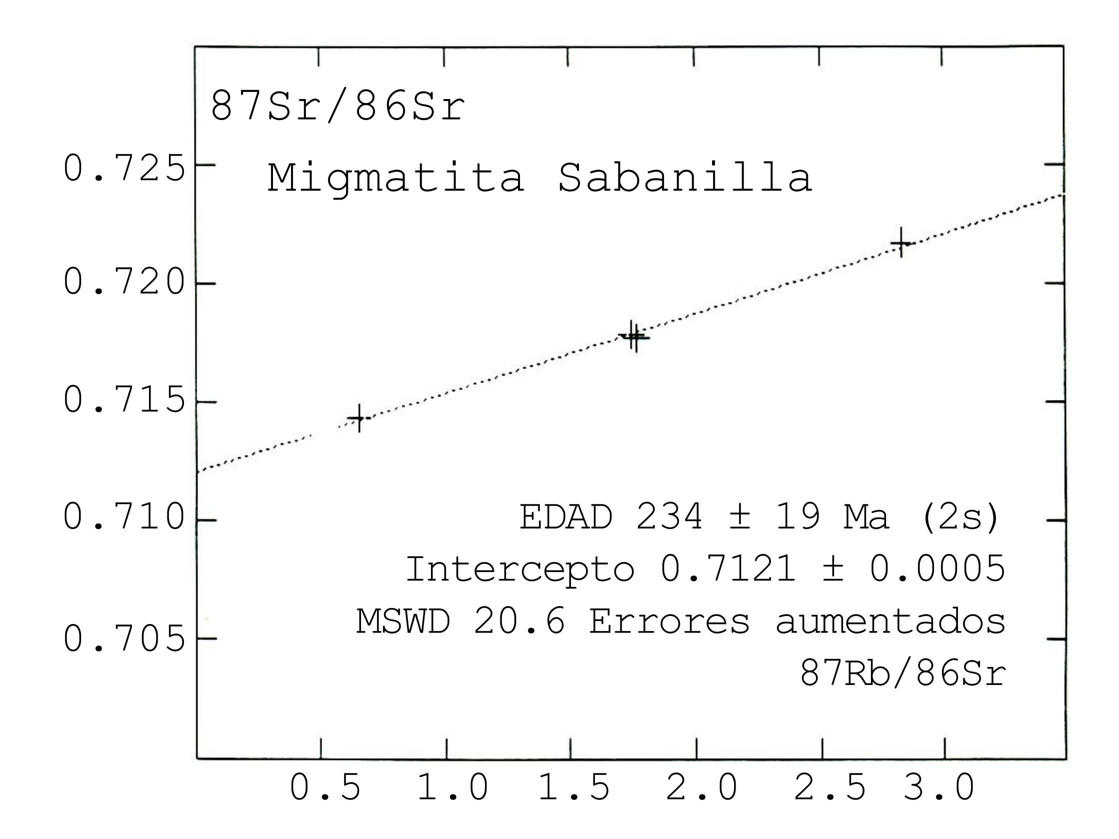


Figura 19. Migmatita Sabanilla – sólo muestras de máficos

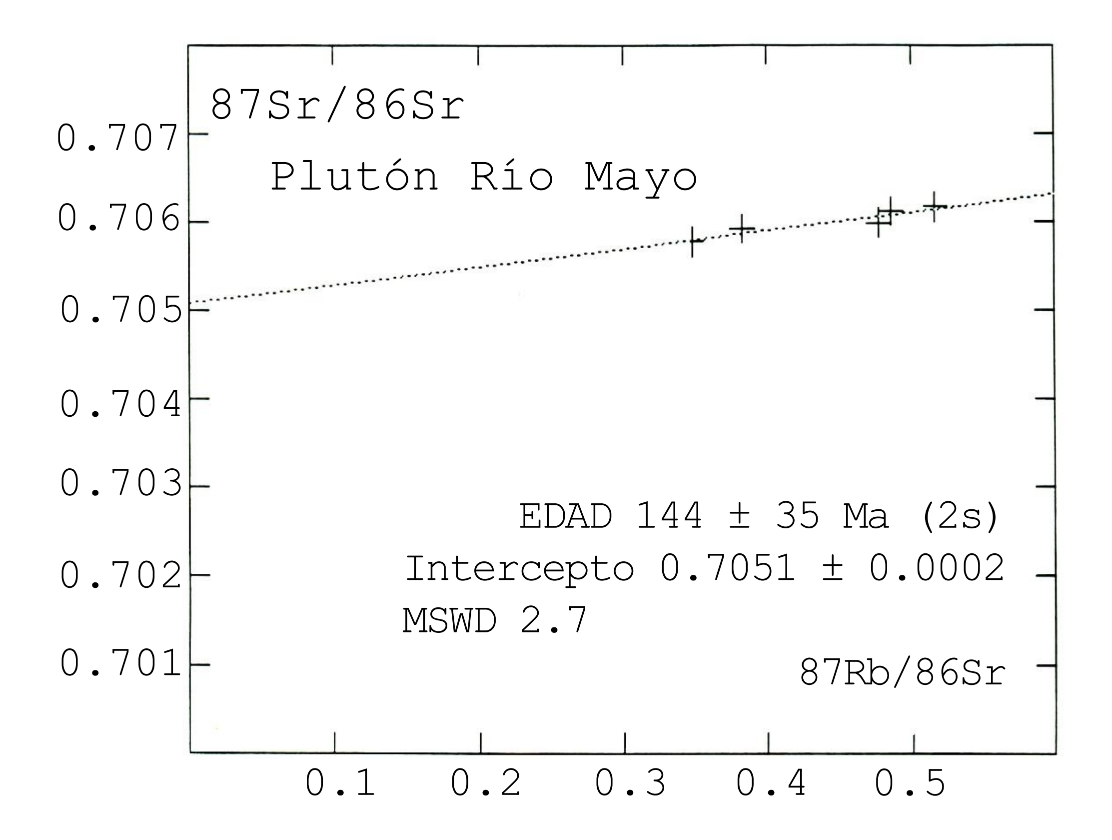


Figura 20. Plutón Río Mayo

11. Plutón Río Mayo (CCR/E/87/26A-E)
Aunque está expuesto continuamente por varios kilómetros a lo largo de un lado de la vía, se encuentra tan meteorizado y alterado, y tiene una estructura tan compleja que sólo fue posible recolectar cinco muestras razonablemente frescas de lo que parece ser la fase más temprana. Éstas corresponden a una granodiorita-diorita Hb+Bt de grano medio, cortada por diques tardíos porfídicos los mismos que son cortados por diques máficos. En algunos lugares, grandes franjas (*rafts*) de una fase rica en biotita de grano medio color gris tiene un contacto brusco con una fase leucocrática también de grano medio. Estas fases no fueron muestreadas. Los geólogos de campo consideran que el plutón estaría relacionado al cercano Batolito Zamora.

Cuando se hace una regresión con las cinco muestras se define una isócrona (Fig. 20, MSWD = 2.7) con una edad de 144 ± 35 Ma; Ri = 0.7051 ± 2. A pesar del alto error (debido a la baja dispersión en Rb/Sr) la edad es considerablemente más joven que la edad de emplazamiento inferida para las muestras de Zamora (aunque no comparadas con la edad de las vetas de felsita y la alteración en Zamora) y la proporción inicial es notablemente más alta. Por tanto, estos datos sugieren que el plutón Río Mayo es más joven y no está relacionado con Zamora, o experimentó un reseteo significativo durante un evento del Jurásico. Debido a que los errores son muy altos, es imposible decir si este es el mismo evento que afectó a Zamora. De nuevo, se sugiere que trabajo petrográfico, geoquímico y de isótopos Sm-Nd ayudarían a deducir la relación entre estas rocas.

12. Plutón Portachuela (CCR/E/87/27A-G)
También consiste en una serie de pésimas exposiciones de un tipo de roca altamente variable, de la cual se recolectaron muestras principalmente para dataciones K-Ar de minerales máficos. Sin embargo, en vista de la lejanía de los afloramientos se decidió intentar datar estas muestras por Rb-Sr. La Figura 21 indica que esto no fue del todo exitoso. En particular la muestra F es anómala con una proporción Rb/Sr más alta que las otras, y domina la línea de modo que la edad calculada de 33 ± 11 Ma esencialmente es un modelo de edad para esta muestra, la cual es un granito de feldespato rosado de grano grueso que parece ser el más alterado de este conjunto. Sin embargo, la proporción inicial de 0.7049 ± 3 está dentro del rango normal encontrado para gran parte de rocas ecuatorianas y sugiere que la edad es una aproximación razonable de la edad original de intrusión. Por tanto, parecería que con estos datos el plutón Portachuela probablemente es parte del conjunto cenozoico más joven, y no Mesozoico.

Las muestras restantes forman un clúster en el extremo inferior de la línea, pero las mismas están muy dispersas y no se puede calcular alguna edad con sentido para ellas. Se espera que la datación K-Ar de separados de minerales confirme la edad sugerida por el trabajo Rb-Sr.

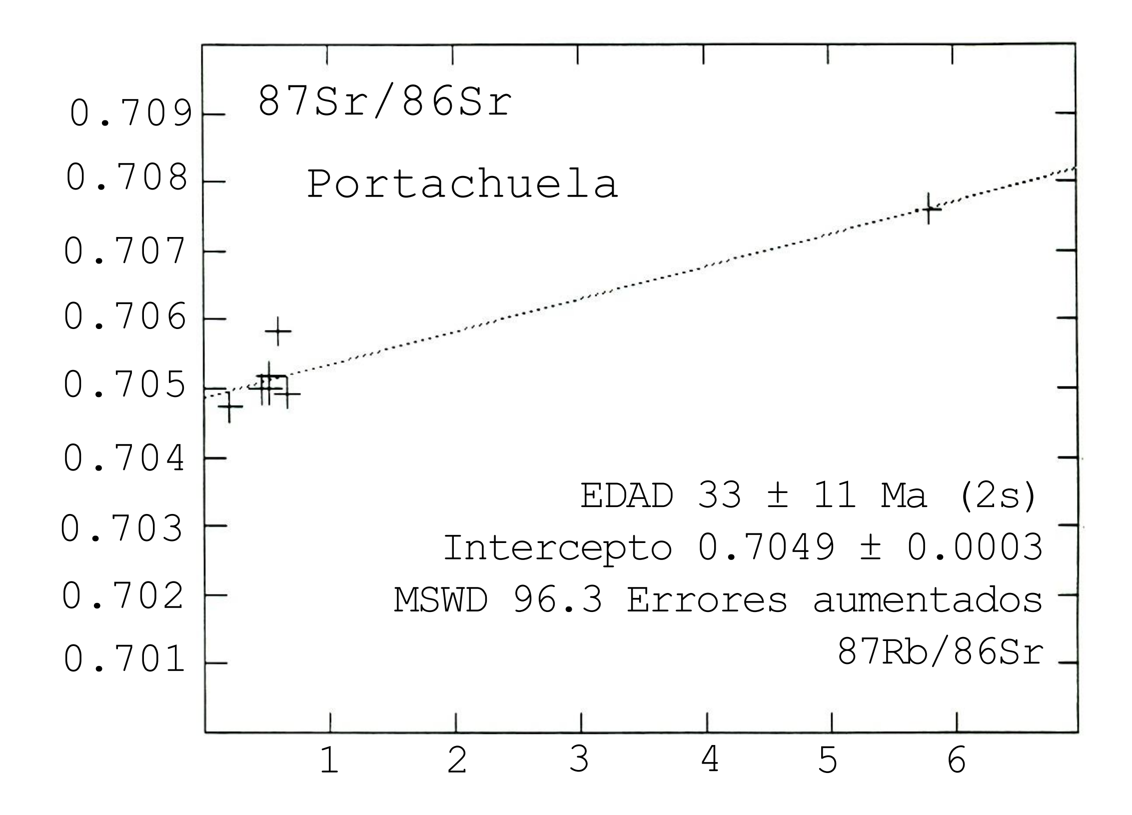


Figura 21. Plutón Portachuela

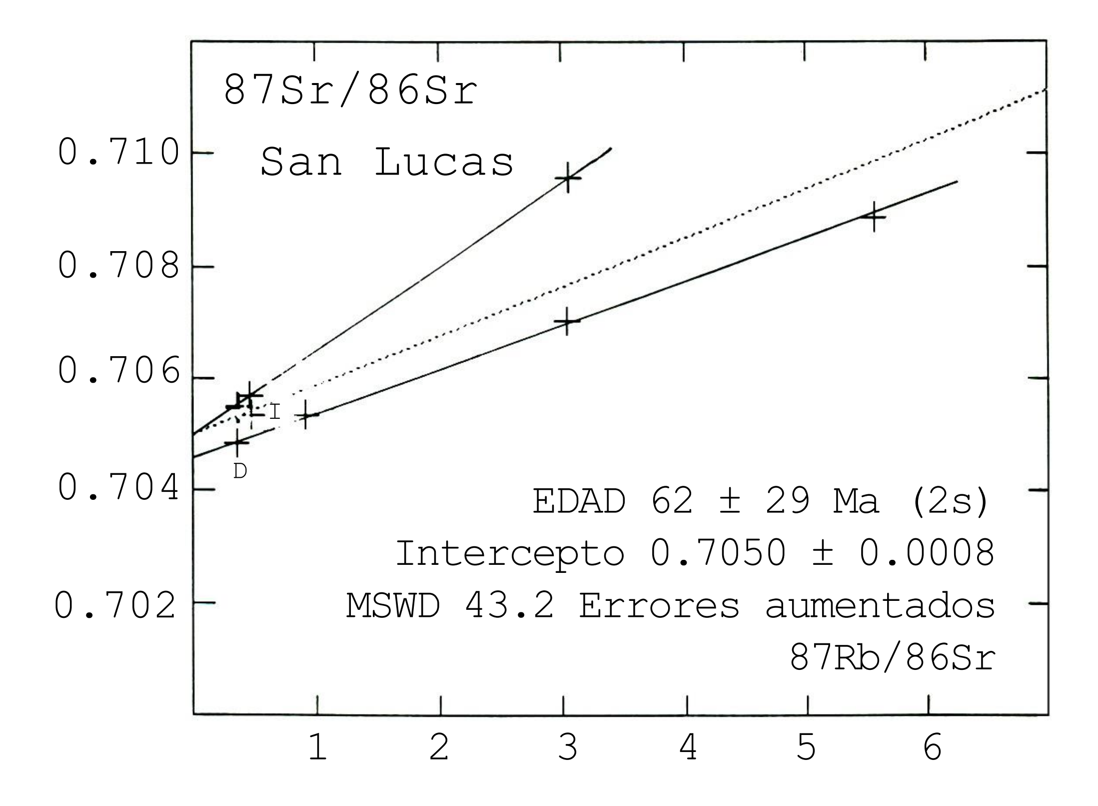


Figura 22. San Lucas – todas las muestras

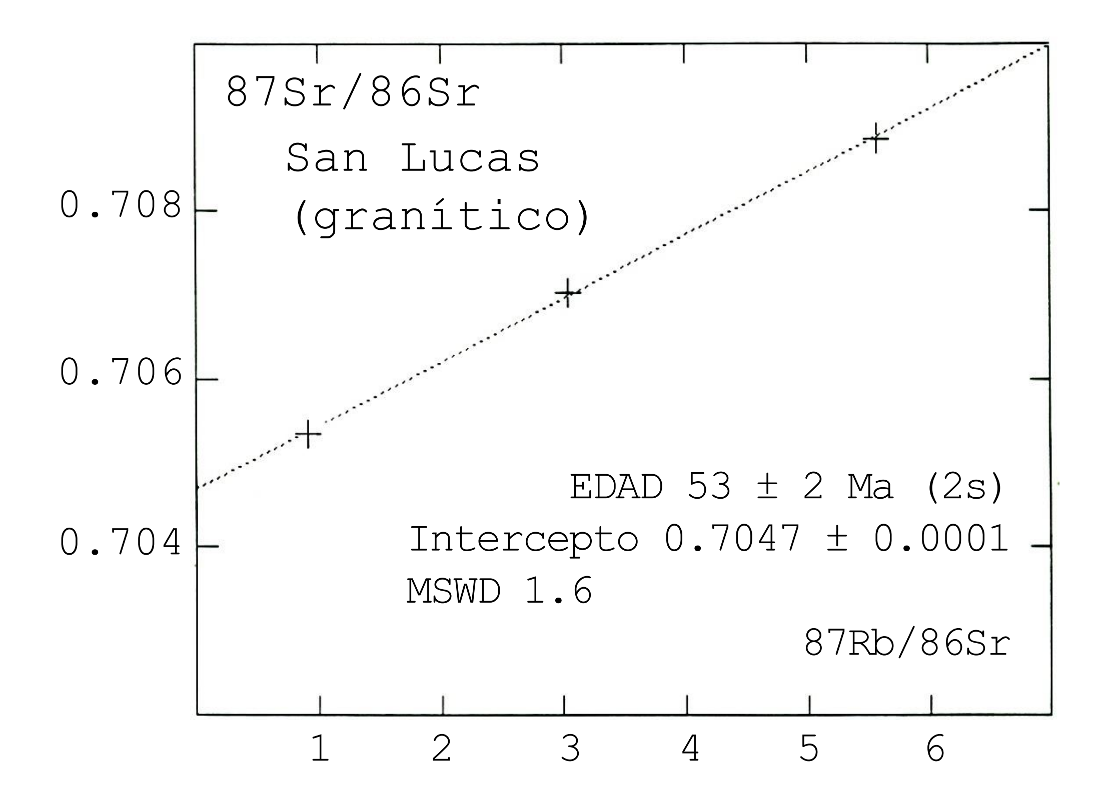


Figura 23. San Lucas – sólo muestras graníticas

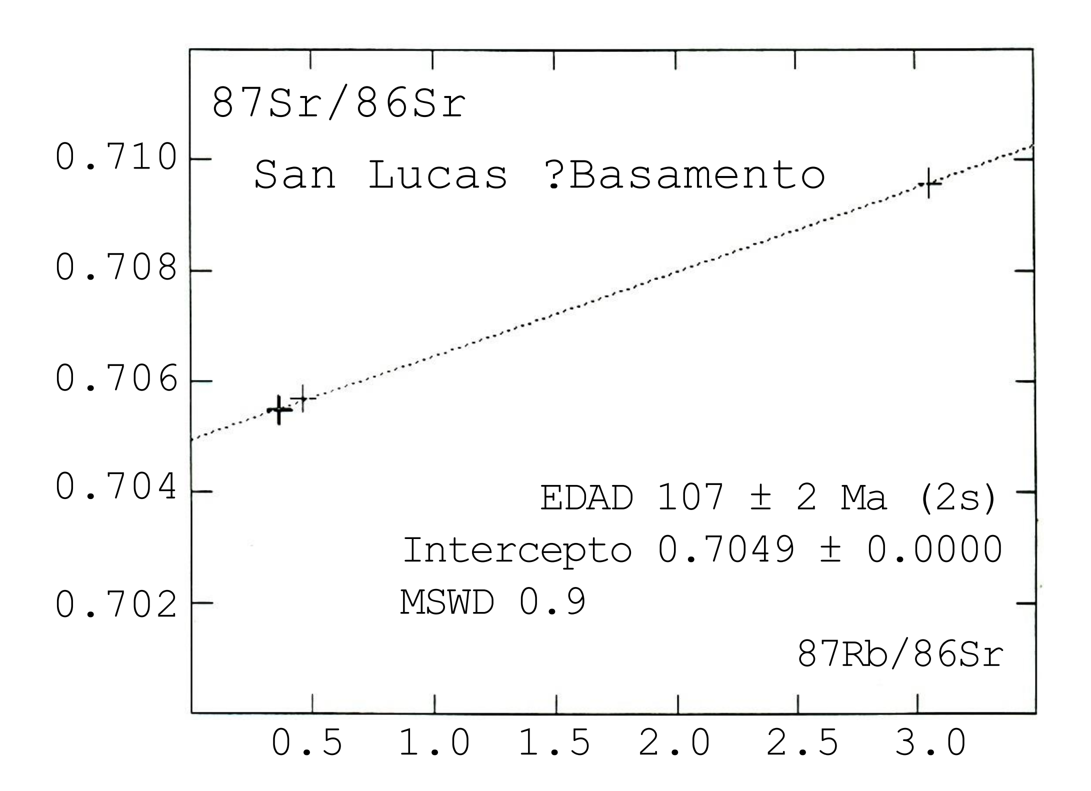


Figura 24. San Lucas – basamento gnéisico

13. Plutón San Lucas (CCR/E/87/28A-I)

Nueve muestras de una roca muy fresca fueron recolectadas a lo largo de la vía y de los bancos del Río Tuntún. Aunque originalmente fue mapeado como un solo plutón, la presente investigación reveló una amplia variedad de tipos de roca; en el extremo norte consistiendo en adamelita porfirítica, de grano grueso, biotítica con feldespato rosado, seguida de una granodiorita gris de grano medio, luego una posible franja (*raft*) de gneis del basamento, pasando hacia material más granodiorítico. Cuando todos los datos son graficados en el diagrama de isócrona, estos se dispersan ampliamente (MSWD = 543, Fig. 22), pero aparentemente caen en dos grupos principales. Los datos para tres muestras de adamelita (A, B y C) juntos forman una isócrona (MSWD = 1.6, Fig. 23) con una edad de 53 ± 2 Ma; Ri = 0.7047 ± 1, mientras que las muestras E, F, G y H del extremo sur de la travesía (que incluyen las dos muestras gnéisicas E y F) definen otra isócrona (MSWD = 0.99, Fig. 24) con una edad de 107 ± 2 Ma; Ri = 0.7049 ± 1. Los datos para la muestra D (una variedad de granodiorita gris tomada de un bloque en un afluente) se encuentra cerca de la isócrona de 53 Ma, mientras que para la muestra I (similar a D, pero de un afloramiento en el extremo final de la travesía algunos kilómetros lejos de las otras y en el lado más alejado de un segundo cinturón (2 km de ancho) de gneis del basamento) se grafica en una posición intermedia entre las dos isócronas.

Se concluye que el metamorfismo afectó a las rocas del basamento en esta área en alrededor de 107 Ma (Cretácico Temprano) y esto fue seguido por una intrusión ígnea en alrededor de 53 Ma (Terciario Temprano). Es posible que el evento intrusivo parcialmente reseteó los sistemas isotópicos en la muestra I, pero aparentemente no afectó a las otras muestras de 'basamento'. Parecería que en esta área los llamados gneises del basamento son más jóvenes y no están relacionados con los gneises migmatíticos vistos al este en Sabanilla – pero sería más convincente si se hubiese tomado más muestras, particularmente de otra gran exposición entre las muestras H e I. Se espera que futuros análisis K-Ar confirmen estas conclusiones y se sugiere que investigaciones geoquímicas y de Sm-Nd definan las relaciones de estas rocas.

14. Conclusiones

Gran parte de los conjuntos de rocas analizados en este estudio entregaron datos Rb/Sr ampliamente dispersos en los diagramas de isócrona. En vista de los generalmente uniformes valores de las proporciones iniciales calculadas a partir de los mejores datos de isócrona, no parece ser probable que esta dispersión sea producto de las proporciones iniciales variables en algunas muestras y es más seguro que se deba a un comportamiento más tardío de sistema abierto y perturbación de los sistemas isotópicos. La estrategia de muestreo – recolectar conjuntos en un área restringida – podría mitigar la variabilidad de la proporción inicial, siendo esta la causa de la dispersión (sin embargo, esto no sería cierto para muestras de bloques rodados en ríos).

A pesar de los esfuerzos realizados para sólo recolectar muestras frescas, es probable que en muchos casos la perturbación posterior sea consecuencia a los efectos de la reciente meteorización, pero para la mayoría parecería que eventos hidrotermales o tectónicos tardíos son la principal causa. La mayor parte de las edades preferidas se basan en una pequeña selección de datos y deberían ser tratados con precaución. Además, en sistemas perturbados es imposible decir, sólo a partir de los datos de isócrona, si la edad calculada está cerca del evento original o de aquel que causó la perturbación. Si el efecto predominante es la pérdida de estroncio radiogénico (de sitios de la red del rubidio), o la ganancia de rubidio, entonces los puntos se desplazarían a la derecha y debajo de la línea original y la edad disminuiría. Sin embargo, la pérdida de rubidio desplazaría los puntos hacia la izquierda y por tanto tendería a incrementar la edad calculada. Posiblemente un estudio geoquímico ayudaría a la interpretación de conjuntos perturbados.

Las edades calculadas revelan un especto de aparentes eventos desde el Pérmico al Oligoceno y existe una pista de que algunos de estos cuerpos tendrían precursores más antiguos. En el norte, los ortogneises Chingual y granito Abitagua registran edades alrededor de 160 Ma (Jurásico Medio). En el último esto probablemente se aproxima al tiempo de emplazamiento, pero en el primero representaría el metamorfismo; la baja proporción inicial y estrecho rango Rb/Sr sugiere un magma menos evolucionado (aquí se requiere geoquímica). Sin embargo, la intrusión Azafrán parece ser considerablemente más joven (Cretácico Temprano).

La edad original del granito con cuarzo azul de la Mina Peggy no puede ser deducida a partir de estos datos, pero existe una fuerte indicación de metamorfismo en el Cretácico Tardío, aunque debe notarse que esto se basa en datos dispersos para sólo tres muestras de bloques rodados de un río y claramente requiere trabajo adicional antes de establecer conclusiones consistentes.

En el sur, los principales componentes del Batolito Zamora parecen registrar edades muy imprecisas alrededor de 240 Ma (Pérmico a Triásico) con una gran sobreimpresión del Jurásico Temprano (ca. 187 Ma para Napurca – las vetas de 166 Ma de Río Pituca sólo pueden ser consideradas como muy aproximadas debido a que esencialmente se basan en una línea de dos puntos). Los datos de la migmatita Sabanilla parecen reflejar este evento Permo-Triásico, pero el plutón Río Mayo es considerablemente más joven y no parece estar relacionado – aunque con errores altos es difícil asignar esto a un evento en particular.

En el extremo sur, el plutón Portachuela parece ser el más joven en este estudio (Eoceno?/Oligoceno) pero los datos son pésimos y no se puede considerar como una edad confiable. El plutón San Lucas se encuentra más al norte, cerca de Sabanilla, y tres muestras de material adamelítico entregaron una edad del Terciario Temprano, mientras que el basamento gnéisico asociado parece registrar una sobreimpresión del Cretácico Temprano – muy diferente de Sabanilla y aparentemente no relacionada a otros eventos en el área, excepto quizá a aquel que afecta al granito de la Mina Peggy.

La mayoría de las muestras parece tener proporciones iniciales de alrededor de 0.704. Esto es muy típico de muchas rocas plutónicas de los Andes (e.g. el Batolito costero del Perú) e indica una derivación directamente del manto con sólo una pequeña cantidad de interacción con material cortical.

C. C. Rundle 18/12/87

Tabla 3. Resultados Rb-Sr para muestras del Ecuador – 1987
(Todas las muestras tienen el prefijo CCR/E/87/..)

Muestra No.	ppm Rb	ppm Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Gneis Chingual				
2A	37.7	470	0.2319	0.70432
2B	38.2	467	0.2368	0.70414
2C	44.4	353	0.3640	0.70450
2D	46.3	335	0.3999	0.70460
2E	31.6	517	0.1766	0.70406
2F	30.6	507	0.1748	0.70402
2G	31.2	507	0.1779	0.70413
2H	47.3	487	0.2807	0.70408
2I	44.7	417	0.3106	0.70428
2J	46.6	405	0.3326	0.70433
Granito Abitagua (norte)				
5A	159	22.7	20.42	0.75183
5B	85.9	285	0.8717	0.70652
5C	156	26.3	17.29	0.74410
5D	87.0	259	0.9730	0.70677
5E	160	23.4	19.85	0.74963
5F	66.5	421	0.4574	0.70560
5G	92.3	389	0.6868	0.70620
5H	103	327	0.9044	0.70664
5I	150	54.1	8.016	0.72298
Granito Abitagua (sur)				
6A	117	353	0.9561	0.70692
6B	132	428	0.8886	0.70667
6C	116	85.2	3.951	0.71329
6D	130	98.5	3.821	0.71348
6E	160	105	4.449	0.71563
6F	169	88.2	5.523	0.71788
6G	225	15.2	43.31	0.80394
6H	102	355	0.8319	0.70670
6I	93.1	382	0.7041	0.70615
6J	235	10.3	67.85	0.86170
6K	54.9	959	0.1659	0.70494
Granodiorita Azafrán				
8A	100	86.5	3.345	0.71029
8B	127	70.8	4.817	0.71291
8C	6.0	52.6	0.3316	0.70669
8D	109	77.1	4.074	0.71160
8E	110	75.5	4.229	0.71171
8F	111	71.0	4.495	0.71223
8G	111	80.5	3.984	0.71147
8H	104	60.3	5.004	0.71309
8I	106	42.4	7.221	0.71376
Complejo Río Verde				
10A	66.7	444	0.4346	0.70606
10B	72.3	442	0.4724	0.70613

Tabla 3. Resultados Rb-Sr para muestras del Ecuador – 1987
Continuación 1

Muestra No.	ppm Rb	ppm Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Granito con cuarzo azul de la Mina Peggy				
14A	144	110	3.801	0.72216
14B	33.3	259	0.3716	0.70393
14C	144	152	2.758	0.72077
14D	142	101	4.081	0.72220
Granodiorita Napurca – Zamora (noroeste)				
16A	54.7	251	0.6310	0.70664
16B	56.9	248	0.6621	0.70704
16C	52.5	236	0.6409	0.70667
16D	82.6	46.2	5.1900	0.71840
16E	46.7	247	0.5469	0.70609
16F	51.1	238	0.6231	0.70622
16G	14.9	374	0.1160	0.70499
16H	26.1	270	0.2802	0.70530
Zamora (noreste)				
21A	66.2	391	0.4904	0.70631
21B	70.7	367	0.5582	0.70665
21C	67.6	285	0.6872	0.70713
21D	63.9	432	0.4281	0.70629
21E	79.1	391	0.5844	0.70668
21F	96.7	339	0.8275	0.70734
21G	62.8	364	0.4992	0.70635
21H	91.2	336	0.7820	0.70648
21I	64.8	349	0.5387	0.70679
21J	132	257	1.4870	0.70822
Río Pituca – Zamora (sur)				
22A	105	373	0.8170	0.70660
22B	71.8	181	1.1390	0.70770
22C	103	387	0.7701	0.70645
22D	107	385	0.8054	0.70649
22E	96.8	388	0.7213	0.70640
22F	59.2	674	0.2545	0.70460
22G	145	97.9	4.2720	0.71403
22H	146	98.9	4.2430	0.71410

Tabla 3. Resultados Rb-Sr para muestras del Ecuador – 1987
Continuación 2

Muestra No.	ppm Rb	ppm Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Migmatita Sabanilla				
23A	123	204	1.747	0.71788
23B	110	197	1.601	0.71774
23C	45.2	201	0.6521	0.71436
23D	128	208	1.768	0.71776
23E	119	210	1.633	0.71682
23F	128	192	1.931	0.71716
23G	96.3	231	1.205	0.71546
23H	121	124	2.833	0.72173
Plutón Río Mayo				
26A	58.6	329	0.5161	0.70617
26B	56.0	335	0.4848	0.70612
26C	53.5	325	0.4763	0.70599
26D	47.3	359	0.3821	0.70592
26E	42.4	353	0.3476	0.70578
Plutón Portachuela				
27A	52.9	738	0.2074	0.70473
27B	66.6	290	0.6639	0.70493
27C	64.1	354	0.5248	0.70499
27D	68.8	336	0.5924	0.70582
27E	61.1	340	0.5192	0.70518
27F	121.8	60.8	5.792	0.70760
27G	57.4	358	0.4641	0.70499
Plutón San Lucas				
28A	130	123	3.049	0.70703
28B	154	79.9	5.561	0.70887
28C	82.2	263	0.9165	0.70536
28D	37.9	310	0.3547	0.70484
28E	60.4	478	0.3654	0.70549
28F	67.1	525	0.3691	0.70547
28G	115	108	3.060	0.70959
28H	74.6	465	0.4642	0.70568
28I	68.1	410	0.4800	0.70534

CÓDIGO Y No. DE MUESTRA	No. DE FUNDAS	SECTOR	COORDENADAS	HOJA	POLVO FINO	SEPARACIÓN DE MINERAL	OBSERVACIONES
CCR/E/87							
1A	1	Río Mataqui		Pimampiro (c)	×	✓ Hb + Bt	
1B	1	Puente Río Mataqui		Pimampiro (c)	×	✓ Mosc	rodados/bloques
1C	1	Q. Manzanal		Pimampiro (c)	×	✓ Hb + Bt	
2A	2		8875-100615	Huaca	✓	×	caída de agua
2B	2		8875-100615	Huaca	✓	×	caída de agua
2C	2		8869-100605	Huaca	✓	✓ Bt	500 m antes de caída de agua
2D	2		8869-100605	Huaca	✓	×	500 m antes de caída de agua
2E	2		8881-100638	Huaca	✓	✓ Mosc + Bt + Hb	caída de agua
2F	2		8881-100638	Huaca	✓	×	caída de agua
2G	2		8881-100638	Huaca	✓	×	caída de agua
2H	2		8881-100638	Huaca	✓	×	caída de agua
2I	2		8872-100630	Huaca	✓	×	
2J	2		8874-100615	Huaca	✓	×	
3	2	Quebrada Tungurahua	8841-100699	Huaca	×	✓ Hb + Bt	
4	2	Papallacta	8183-9598	Papallacta	×	✓ Hb + Bt	población
5A	2		857-9282	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5B	2		857-9282	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5C	2		857-9282	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5D	2		857-9282	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5E	2		857-9282	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5F	2		8555-9286	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5G	2		8555-9286	Cosanga	✓	✓ Hb + Bt	Cordillera de Guacamayos
5H	2		854-9286	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
5I	1		854-9286	Cosanga	✓	×	Cordillera de Guacamayos
6A	3	P. Huagmayacu	8131-8441	Mera (c)	✓	✓ Hb + Bt	Sector Cashurcu
6B	2	P. Huagmayacu	8131-8441	Mera (c)	✓	×	Sector Cashurcu
6C	2	S. Abitagua	8147-8404	Mera (c)	✓	×	corte en la vía nueva a Baños
6D	2	S. Abitagua	8148-8405	Mera (c)	✓	×	corte en la vía nueva a Baños
6E	2	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	✓	×	± 80 m antes del puente
6F	2	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	✓	×	± 80 m antes del puente

CÓDIGO Y No. DE MUESTRA	No. DE FUNDAS	SECTOR	COORDENADAS	HOJA	POLVO FINO	SEPARACIÓN DE MINERAL		OBSERVACIONES
CCR/E/87								
6G	1	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	✓	×		bajo el puente de Río Zúñag
6H	2	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	✓	×		margen izquierda
6I	2	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	✓	×		
6J	2	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	✓	×		
6K	2	R. Zúñag	8127-8444	Mera (c)	×	✓	Hb + Bt	pasando el puente/Baños
7	1			Mera (c)	×	✓	Hb	
8A	2	El Rosario	8050-8448	Baños (c)	✓	×		Quebrada, bloque
8B	2	El Rosario	8049-8445	Baños (c)	✓	×		
8C	1	El Rosario	8049-8445	Baños (c)	✓	×		
8D	2	Hcda. San Vicente	8045-8444	Baños (c)	✓	×		
8E	2		8042-8444	Baños (c)	✓	✓	Hb + Bt	
8F	2		8039-8449	Baños (c)	✓	×		cantera
8G	2	Hcda. San Vicente	8045-8444	Baños (c)	✓	×		
8H	2		8039-8449	Baños (c)	✓	×		
8I	1		8039-8449	Baños (c)	✓	×		cantera
9	1		8039-8449	Baños (c)	×	✓	Bt	cantera
10A	1	Río Verde	8009-8451	Baños (c)	×	✓	Hb + Bt	afloramiento margen derecha del
10B	1	Río Verde	8009-8451	Baños (c)	×	✓	Hb + Bt	río
11B	1	Agoyán	7939-8458	Baños (c)	✓	✓	Gran + Bt + Mosc	Túnel viejo/salida
11C	1	Agoyán	7939-8458	Baños (c)	✓	✓	Gran + Bt + Mosc	Túnel viejo/salida
11D	1	R. Pastaza	7918-8458	Baños (c)	✓	✓	Gran + Bt + Mosc	Puente ± 50 m
11E	1	R. Pastaza	7918-8458	Baños (c)	✓	✓	Gran + Bt + Mosc	Puente ± 50 m
12A	1		680-965	Guamote (t)	×	✓	Hb + Bt	
12B	1		6801-9666	Guamote (t)	×	✓	Hb + Bt	
12C	1		680-9800	Riobamba (t)	×	✓	Hb + Bt	central de Alao/EER
13A	1	Laguna Cubillín	678-9758	Totoras (t)	×	✓	Hb + Bt	
13B	1	R. Osogochi	679-9759	Totoras (t)	×	✓	Hb	bloque
13C	1		621-9514	Totoras (t)	×	✓	Hb	bloque

RB/vec
87.06.08

CÓDIGO Y No. DE MUESTRA	No. DE FUNDAS	SECTOR	COORDENADAS	HOJA	POLVO FINO	SEPARACIÓN DE MINERAL	OBSERVACIONES
CCR/E/87							
14A	2	Mina Peggy	4765-5768	Sigsig	✓	✓ Bt	rodados/bloques
14B	1	Mina Peggy	4765-5768	Sigsig	✓	×	rodados/bloques
14C	1	Mina Peggy	4761-5769	Sigsig	✓	×	rodados/bloques
14D	2	Mina Peggy	4761-5769	Sigsig	✓	✓ Bt	
15A	1	R. San Francisco	5545-7300	Córdova (c)	×	✓ Hb	bloques rodados de la Formación
15B	1	R. San Francisco	5545-7300	Córdova (c)	×	✓ Hb	Paute?
16A	2	Jimbuenza	3621-8639	Yantzaza	✓	×	Granodiorita hornbléndica
16B	2	Jimbuenza	3675-8661	Yantzaza	✓	×	Dique de aplita
16C	2	Jimbuenza	3690-8534	Yantzaza	✓	✓ Hb + Bt	Granodiorita
16D	1	Jimbuenza	3690-8534	Yantzaza	✓	×	Dique de felsita
16E	2	Jimbuenza	3691-8531	Yantzaza	✓	×	Granodiorita?
16F	2	Chapintza	3692-8440	Yantzaza	✓	×	Xenolitos
16G	2	Chapintza	3692-8440	Yantzaza	✓	×	Rodados
16H	2	Chapintza	3692-8440	Yantzaza	✓	✓ Hb + Bt?	Rodados
17	1	Chapintza	3692-8440	Yantzaza	×	✓ Hb	Rodados Q. Curishpe
18	1	Chapintza	3692-8440	Yantzaza	×	✓ Hb	Rodados Q. Curishpe
19	2	Q. Maycunantza	3509-8299	Yantzaza	×	✓ Hb + Bt	Batolito Zamora?
20	1	El Vergel	3398-7842	Yantzaza	×	✓ Hb + Bt	Batolito Zamora?
21A	2	El Cóndor	6598-5302	Guaysimi	✓	✓ Hb + Bt	Granodiorita o tonalita biotítica y hornbléndica
21B	2	El Cóndor	6598-5302	Guaysimi	✓	×	
21C	1	El Cóndor	6598-5302	Guaysimi	✓	×	
21D	1	El Cóndor	6598-5302	Guaysimi	✓	×	Felsita
21E	2	Q. Chapintza	6578-5320	Guaysimi	✓	×	Granodiorita
21F	2	Q. Chapintza	6551-5329	Guaysimi	✓	×	Granodiorita
21G	2	Q. Chapintza	6535-5426	Guaysimi	✓	✓ Hb + Bt	Granodiorita hornbléndica
21H	2	Q. Chapintza	6535-5426	Guaysimi	✓	×	Rodado de granito
21I	2	Q. Chapintza	6535-5426	Guaysimi	✓	×	Granodiorita?
21J	1	Q. Chapintza	6535-5426	Guaysimi	✓	×	Dacita?

CÓDIGO Y No. DE MUESTRA	No. DE FUNDAS	SECTOR	COORDENADAS	HOJA	POLVO FINO	SEPARACIÓN DE MINERAL		OBSERVACIONES
CCR/E/87								
22A	2	Q. La Pituca	2941-4277	Zamora	✓	×		
22B	2	Q. La Pituca	2941-4277	Zamora	✓	✓	Hb + Bt	Rodados de granodiorita con hornblenda y biotita
22C	2	Q. La Pituca	2941-4277	Zamora	✓	×		
22D	2	Q. La Pituca	2941-4277	Zamora	✓	×		
22E	2	Río Jambué	2885-4321	Zamora	✓	✓	Hb	
22F	2	Río Jambué	2885-4321	Zamora	✓	✓	Hb	Rodados de granodiorita y tonalita
22G	2	Río Jambué	2885-4321	Zamora	✓	×		
22H	2	Río Jambué	2885-4321	Zamora	✓	×		
23A	2	El Consuelo	1990-5870	Loja Norte	✓	×		Gneis biotítico
23B	2	El Consuelo	1990-5870	Loja Norte	✓	×		Gneis afanítico?
23C	1	El Consuelo	1985-5940	Loja Norte	✓	×		Xenolito máfico
23D	2	El Consuelo	1985-5940	Loja Norte	✓	✓	Bt	Gneis
23E	2	El Consuelo	1970-6000	Loja Norte	✓	✓	Bt + Mosc	Gneis migmatítico
23F	2	El Consuelo	1970-6000	Loja Norte	✓	✓	Bt	Gneis
23G	2	El Consuelo	1970-6000	Loja Norte	✓	×		Gneis
23H	2	El Consuelo	1978-6325	Loja Norte	✓	×		Gneis biotítico
24A	1	Valladolid	0794-9825	Valladolid	×	✓	Hb + Bt	Anfibolita
24B	1	Valladolid	0794-9825	Valladolid	×	✓	Mosc	Esquisto moscovítico
24C	1	Cruceros	0804-9355	Valladolid	×	✓	Mosc	Esquisto moscovítico
24D	1	Palanda	0699-8672	Valladolid	×	✓	Bt	Granito biotítico?
25	1	Loma Pucarón	0739-8094	Río Mayo	×	✓	Hb	Diorita
26A	2	Loma Pucarón	0732-8039	Río Mayo	✓	×		Granodiorita
26B	2	Loma Pucarón	0732-8039	Río Mayo	✓	✓	Hb + Bt	Granodiorita
26C	2	Polanuma	0775-7921	Río Mayo	✓	✓	Hb + Bt	Granodiorita con biotita + hornblenda
26D	2	Polanuma	0770-7852	Río Mayo	✓	×		Granodiorita o diorita?
26E	2	Polanuma	0741-7810	Río Mayo	✓	✓	Bt	Granodiorita

CÓDIGO Y No. DE MUESTRA	No. DE FUNDAS	SECTOR	COORDENADAS	HOJA	POLVO FINO	SEPARACIÓN DE MINERAL		OBSERVACIONES
CCR/E/87								
27A	2	Q. 25 de diciembre	7770-7208	Laguna Cox	✓	✓	Bt	Intrusivo félsico
27B	2	Q. 25 de diciembre	7739-7235	Laguna Cox	✓	×		Granodiorita
27C	2	Q. Venado	7555-7445	Laguna Cox	✓	✓	Bt + Hb?	Bloque de granodiorita
27D	2	Q. Venado	7530-7461	Laguna Cox	✓	×		Granodiorita
27E	2	Suquilanda	7475-7525	Laguna Cox	✓	×		Bloque de granodiorita
27F	2	Suquilanda	7465-7565	Laguna Cox	✓	✓	Bt	Bloque de granodiorita
27G	2	Suquilanda	7451-7665	Laguna Cox	✓	✓	Bt	Granodiorita
28A	2	Q. Tuntún	9325-8488	Santiago	✓	×		Microgranito
28B	2	Q. Tuntún	9325-8488	Santiago	✓	×		Dique de aplita
28C	2	Vinuyacu	9359-8464	Santiago	✓	×		Rodado de granito
28D	2	Vinuyacu	9368-8452	Santiago	✓	×		Rodado de granito
28E	2	Durazno	9421-8271	Las Juntas	✓	×		Granodiorita?
28F	2	Gualán	9448-8200	Las Juntas	✓	×		Granodiorita
28G	1	Gualán	9448-8200	Las Juntas	✓	×		Dique básico?
28H	2	La Chorrera	9469-8161	Las Juntas	✓	×		Granodiorita?
28I	2	El Gallo	9858-7521	Loja Norte	✓	×		Granodiorita?
29A	1	Catamayo	9110-5971	La Toma	×	✓	Bt	Granito biotítico
29B	1	Catamayo	9139-5992	La Toma	×	✓	Bt	Granito biotítico

Bt = biotita; Hb = hornblenda; Mosc = moscovita; Gran = granate; wr = roca total

✓ = Si

× = No

Resumen de muestras recolectadas para el Programa de Geocronología Ecuador 1987

Todas las muestras tienen el prefijo CCR/E/87/..

1	(A – C)	(3)	Diorita de Pimampiro	5 K-Ar [2(Hb + Bt) + Mosc]
2	(A – J)	(10)	Ortogneis/granodiorita foliada de Chingual	10 Rb-Sr + 4 K-Ar [Bt + (Mosc + Bt + ?Hb)]
3		(1)	Ortogneis de Sacha	2 K-Ar [Hb + Bt]
4		(1)	Dique de anfibolita de Papallacta	2 K-Ar [Hb + Bt]
5	(A – I)	(9)	Granito Abitagua (norte)	9 Rb-Sr + 2 K-Ar [Hb + Bt]
6	(A – K)	(11)	Granito Abitagua (sur)	11 Rb-Sr + 4 K-Ar [2(Hb + Bt)]
7		(1)	Dique andesítico cortando Abitagua	1 K-Ar [Hb]
8	(A – I)	(9)	Tonalita Azafrán	9 Rb-Sr + 2 K-Ar [Hb + Bt]
9		(1)	Veta rica en Bt de Azafrán;	1 K-Ar [Bt]
10	(A – B)	(2)	Complejo Río Verde	2 Rb-Sr + 4 K-Ar [2(Hb + Bt)]
11	(B – E)	(4)	Esquisto/gneis con granate-mica de Agoyán	8 Sm-Nd + 4 K-Ar [4Mosc]
12	(A – C)	(3)	Granodiorita de Pungalá	6 K-Ar [3(Hb + Bt)]
13	(A – C)	(3)	Diorita de Magtayán	4 K-Ar [(Hb + Bt) + 2Hb]
14	(A – D)	(4)	Granito con cuarzo azul de la Mina Peggy	4 Rb-Sr + 2 K-Ar [2Bi]
15	(A – B)	(2)	Volcánicos Paute	2 K-Ar [2Hb]
16	(A – H)	(8)	Granodiorita Napurca (Zamora-oeste)	8 Rb-Sr + 4 K-Ar [2(Hb + Bt)]
17		(1)	Gabro del área Napurca	1 K-Ar [Hb]
18		(1)	Andesita del área Napurca	1 K-Ar [Hb]
19		(1)	Granodiorita del área Napurca	2 K-Ar [Hb + Bt]
20		(1)	Granodiorita del área Napurca	2 K-Ar [Hb + Bt]
21	(A – J)	(10)	Zamora (este)	10 Rb-Sr + 4 K-Ar [2(Hb + Bt)]
22	(A – H)	(8)	Río Pituca (Zamora sur)	8 Rb-Sr + 4 K-Ar [(Hb + Bt) + 2Hb]
23	(A – H)	(8)	Migmatita Sabanilla	8 Rb-Sr + 4 K-Ar [2Bi + (Bt + Mosc)]
24	(A – D)	(4)	Dique + pegmatita cortando el basamento gnéisico en Valladolid	5 K-Ar [2Mosc + Bt + (Hb +Bt)]
25		(1)	Dique cortando el plutón Río Mayo	1 K-Ar [Hb]
26	(A – E)	(5)	Plutón Río Mayo	5 Rb-Sr + 5 K-Ar [2(Hb + Bt) + Bt]
27	(A – G)	(7)	Plutón Portachuela	7 Rb-Sr + 5 K-Ar [(Hb + Bt) + 3Bi]
28	(A – I)	(9)	Plutón San Lucas	9 Rb-Sr
29	(A – B)	(2)	Plutón de Catamayo	2 K-Ar [2Bi]

TOTAL: 130 muestras; 12 isócronas Rb-Sr (98 muestras); 80 K-Ar; 8 Sm-Nd [4(wr + granate)]

APÉNDICE 4

Análisis de minerales pesados de muestras provenientes del Río Mulatos

por

R. Ixer (Aston University, UK)

Estudio auspiciado por B. P. Minerals International

Traducción al español por Stalyn Paucar (2021)

Concentrados de minerales del Ecuador
37P-46P y 37F-48F

Se describe la mineralogía de opacos usando lentes de x16 con aceite de inmersión. Se investiga la presencia o ausencia de oro y metales del grupo del platino (PGM), se comenta el tamaño y la distribución. Se examinan los granates y se discute su origen.

Resumen

No se encontró oro con tamaño mayor a 5 µm de diámetro en los bloques pulidos de las muestras. Tampoco metales del grupo del platino, o posibles metales del grupo del platino. Oro (1-5 µm) dentro de arsenopirita fue visto en las muestras 41P y 43 P y en los concentrados de batea.

1. Método para la petrografía de opacos.

Se elaboró un bloque pulido, de 30 mm de diámetro, para todas las muestras. Los bloques de todo material grueso (37P-46P) y 47F y 48F fueron investigados con aceite a x8, 16x y x40; las muestras de material fino (37F-46F) fueron investigadas con aceite a x8 y x16. Se tuvo especial cuidado para descubrir la presencia de pequeñas inclusiones de metal nativo en la pirrotina, arsenopirita, galena y molibdenita; y la naturaleza de inclusiones de sulfuros en la magnetita. Se notó que usar aceite a x40 poco ayudaba a la caracterización mineralógica obtenida con el aceite a x16, aunque la presencia de oro y trazas de ¿Bi? en la arsenopirita era solo vista a x40 (RAI).

2. Resultados de la petrografía de opacos

Los resultados se presentan en la Tabla 1 (muestras de tamiz 200) y en la Tabla 2 (muestras de tamiz de 80).

En general se registró la presencia o ausencia de minerales, no se registró la abundancia relativa de los minerales opacos mayores.

La comparación de resultados de los tamices de 200 y 80 (37-46) indican que ciertos minerales de potencial interés (incluyendo arsenopirita, galena y molibdenita) faltan en las de 80 pero estaban presentes en la de 200. Es decir, granos individuales (> 40 µm) de arsenopirita fueron vistos en 38P, 40P, 41P y 46P, pero no en su muestra equivalente de 80; galena en 41P, 43P y 46P, y molibdenita en 43P, pero no en su muestra equivalente de 80. Sin embargo, se obtuvo resultados idénticos para las muestras 37, 39, 42, 44 y 45.

Sólo en las muestras 43P y 44P los opacos eran más abundantes que los no-opacos. En todas las muestras de tamiz 80 los opacos estaban subordinados a las fases de no-opacos.

En las muestras 37P, 37F, 47F y 48F los óxidos opacos eran más abundantes que los sulfuros. En las muestras 38P, 39P, 45P, 43F y 46F la cantidad de opacos y sulfuros era similar. En las otras muestras (tamiz 200) la abundancia de pirita/sulfuros era mayor a la de los óxidos. En la mayoría de muestras de tamiz 80 el contenido de opacos era muy bajo para realizar una estimación razonable.

Las Tablas 1 y 2 enlistan las especies minerales que fueron reconocidas, pero no se registró su abundancia relativa. Sin embargo, donde se indica la presencia de un mineral, esto denota un grano individual cuyo diámetro es mayor a 40 µm. Las inclusiones pequeñas (5-20 µm) son anotadas con su mineral hospedante. Una amplia variedad de minerales semiopacos que se asume incluyen silicatos metamórficos o minerales tipo-esfena, no han sido descritos, pero son comunes.

Entre los sulfuros domina la pirita. Pirrotina ≥ calcopirita, arsenopirita (1-5 granos/sección) > (1 a < 5 granos/sección) ≥ esfalerita > molibdenita (1 grano grande). Entre los óxidos la magnetita y sus productos de oxidación ≥ ilmenita + productos de alteración. La hematita es abundante y domina algunas secciones. La esfena, minerales TiO_2 y la limonita son comunes.

Se entrega una breve descripción de la ocurrencia de cada fase, basada en la fracción del tamiz 200 más 47 y 48F. El orden en el que se describen no sugiere una secuencia paragenética.

2.1 Sulfuros

2.1.1 Pirita

Es el sulfuro dominante en todas las muestras. La gran mayoría de granos son cristales individuales grandes que están frescos u oxidados a limonita, cierta oxidación es extensiva, sin embargo, la mayoría está inalterada, excepto por 48F. También se observó mosaicos de cristales de pirita más pequeña. En la 46P, están presentes pequeños framboides o cristales piritohedrales (10-30 µm) dentro de los clastos de la roca, pero especialmente en la 45P donde es común la pirita framboidal asociada con grafito. Los cristales de pirita de grano grueso o no tienen inclusiones o tienen inclusiones de sulfuros de metales base, especialmente pirrotina y calcopirita ± cubanita y en menor medida esfalerita y galena. En todas las muestras, excepto por 47 y 48F (donde hay poca pirita), se observa pirita como producto de alteración de pirrotina.

La pirita no contiene oro individual, pero se ha visto granos de 5 µm de bismuto ?nativo en 40P, 44P y 46P.

2.1.2 Pirrotina

Granos individuales están presentes en todas las muestras excepto en 44P, 45P, 47F y 48F. Estos granos individuales no tienen inclusiones, pueden estar frescos o alterados a un ‘producto intermedio’ de un intercrecimiento pirita-marcasita (con ojos de pájaros (*birds eyes*)) a intercrecimiento pirita-magnetita o a limonita.

Pequeños minerales (10-30 µm), a veces con pequeñas flamas de pentlandita (1-3 µm) y ?millerita (2-5 µm) están asociados con calcopirita en los silicatos ?metamórficos.

La pirrotina está intercrecida con pirita y con arsenopirita, además, está presente como inclusiones en la arsenopirita. La última asociación (pirrotina-arsenopirita) se encuentra como parte de cierto número de depósitos de arsenopirita aurífera en todo el mundo.

En todas las muestras se ha visto pirita con inclusiones de pirrotina (1-30 µm) e inclusiones mixtas de pirrotina-calcopirita. En todas las muestras, excepto en 42P, 44P, 46P y 47F, también se encuentra pirrotina dentro de magnetita.

2.1.3 Marcasita

Está presente como un producto de alteración de la pirrotina, se encuentra en todas las muestras excepto en 37P (aunque está presente en la 37F), 47F y 48F. Forma un intercrecimiento con aspecto de cuchilla con la pirita (NPM en la Tabla 1), como finos mosaicos o como bordes alrededor de la pirrotina (indicada como 'después de po' en la Tabla 1).

2.1.4 Calcopirita

Grandes cristales individuales fueron vistos en todas las muestras excepto en 37P, 45P y 48F donde está presente sólo como pequeñas inclusiones en la pirita o en los silicatos. Los cristales grandes no tienen inclusiones y están oxidados a limonita, aunque muchos están frescos. Es común el intercrecimiento con pirita, o está asociada con pirrotina como pequeños cristales en la 'ganga' de silicatos (37, 38, 39, 40, 43 y 44P).

Es muy común como pequeñas (5-30 μm) inclusiones en la pirita ya sea sobre o intercrecida con pirrotina, con cubanita/mackinawita, con esfalerita, o cualquier combinación de éstas. También se presenta como pequeñas inclusiones en la magnetita (37, 38, 39, 43 y 44P). No es común la alteración de calcopirita a otros sulfuros, pero en la 43P se ha visto bornita y covelina remplazando a la calcopirita.

2.1.5 Esfalerita

En la 39, 45 y 46 están presentes granos individuales de esfalerita (entre 1-5 granos), con un trastorno fino-granular a calcopirita. Exhibe reflexión interna de café claro a oscuro. Está presente como pequeñas inclusiones dentro de la pirita, ya sea sola o intercrecida con pirrotina, calcopirita y galena. Es rara la alteración de esfalerita a covelina.

2.1.6 Galena

Granos grandes individuales están presentes en 41, 42, 43 y 46P (entre 1-5 granos), estos no tienen inclusiones y no están alterados (excepto por 46 donde existe un remplazamiento menor de galena por ?cerusita). En la 41 está intercrecida con calcopirita dentro de la ganga de silicatos. Ocurre como pequeñas inclusiones en la pirita de los especímenes 39-46, ya sea sola o intercrecida con pirrotina, o esfalerita y calcopirita.

2.1.7 Arsenopirita

En 39, 40, 41 y 43P los granos individuales de arsenopirita blanca contienen inclusiones de pirrotina; 38 y 42P no contienen inclusiones. Tiene una asociación definida con pirrotina, puede ser vista intercrecida con aquella.

Existe un intercrecimiento de arsenopirita 'rosada' con arsenopirita blanca en 41 y 43. La arsenopirita blanca en 43P contiene un grano de 6×1 μm de color amarillo pálido de alta reflectancia que podría ser electrum. La arsenopirita rosada en 41P tiene inclusiones de ?electrum de 1 μm (otras inclusiones: ≈ 5 granos de ?galena/bismuto cercanos al 1 μm y bismutinita? de 2 μm).

2.1.8 Molibdenita

En la 43P existe un grano de molibdenita sin inclusiones. En 40 y 42 hay molibdenita pequeña (≈ 20 μm de diámetro) en pirita o en silicatos cercanos a la pirita.

2.1.9 Sulfuros de cobre-hierro, sulfuros de cobre

Sólo un cristal grande de "idaita" está presente en la 42P, está alterándose a covelina. En la 39 y 43P la bornita en cantidades traza remplaza a la calcopirita. Por lo general la cubanita está intercrecida con calcopirita como pequeñas inclusiones en la pirita. La covelina remplaza a la calcopirita y esfalerita, pero esto es raro.

En la 43P unos granos raros de 20-40 µm de una fase desconocida, con baja reflectancia, alta anisotropía, podrían ser seleniuros de cobre.

2.1.10 Minerales del grupo de la tetraedrita

En la 42P existe un grano de 20 µm de tetraedrita asociado con calcopirita dentro de la pirita.

2.2 Óxidos

2.2.1 Magnetita

Existe magnetita de grano grueso, a veces euhedral, fresca o altamente oxidada – a menudo ambos estados son encontrados en una muestra. Es común la magnetita con bordes azules de hematita y hematita blanca como martita, es rara la alteración a fases de TiO_2. En la 37 y 38P se observó magnetita con lamelas de oxidación de ilmenita. En la 37, 38, 40, 41, 43, 44 P y 47F hay magnetita con lamelas de ?pleonasto que se han oxidado a martita.

La pequeña magnetita euhedral en clastos de lava está extensamente oxidada a hematita, especialmente en 39P.

Menor cantidad de magnetita ?no-magnética está intercrecida con ilmenita en los silicatos, o se encuentra dentro de la pirita como parte de la alteración de la pirrotina. La magnetita contiene pequeñas inclusiones de pirrotina, calcopirita o una mezcla de ambos. En la 39P existen cantidades traza de arsenopirita y bornita dentro de magnetita. No se observó a la magnetita asociada con el oro ni con los metales del grupo del platino.

2.2.2 Ilmenita

Existe ilmenita de grano grueso, en la 38-40P, 42, 43 y 46P contiene abundantes inclusiones de silicatos. La ilmenita es inusual en la 45P. La solución sólida ilmenita-hematita (ilmenohematita y hemoilmenita) está presente en menores cantidades en todas las muestras excepto en 45P. La magnetita contiene lamelas de exsolución de oxidación de ilmenitas, pero esto es menor.

Dentro de los silicatos ?metamórficos (excepto por 45P) son comunes los pequeños listones de ilmenita a veces con bordes de esfena. La ilmenita puede estar fresca o extensamente oxidada a hematita y TiO_2.

No son comunes las inclusiones de sulfuros, pero la pirrotina y calcopirita están presentes en algunas ilmenitas.

No se observó a la ilmenita asociada con el oro ni con los metales del grupo del platino.

2.2.3 Hematita

La hematita primaria está asociada con la ilmenita como una solución sólida e intercrecimientos de exsolución. La hematita secundaria es abundante, como martita después de magnetita o como intercrecimiento con TiO_2 después de ilmenita. Listones de hematita de grano grueso están presentes en 37, 39, 41, 42, 44 y 46P. En 46P, 47F, 48F, pero especialmente en 45P, es común la hematita fino-granular dentro de fragmentos de roca o remplazando a la pirita.

En la 43P existe un grano de hematita botroidal.

2.2.4 Esfena y TiO_2

Ambos son productos comunes de alteración después de ilmenita o en menor medida de magnetita. TiO_2 también se encuentra como inclusiones en la pirita, y asociado con grafito, hematita y pirita fino-granular en fragmentos de roca en 45P. La esfena forma bordes alrededor de la ilmenita o se presenta como cristales individuales en silicatos metamórficos incluyendo al ?granate. Hay cristales individuales de grano grueso de ?rutilo (1-4 granos/sección) en 38P, 39P – posiblemente sean rutilo pero podrían ser wolframita/columbita.

2.2.5 Casiterita?

Si está presente la casiterita, ésta no exhibe alguno de sus rasgos característicos (maclas simples, fuerte anisotropía, inclusiones de wolframita ± columbita). Sin embargo, en 37P y 37F se observó unos granos raros con las propiedades ópticas de la casiterita (ambas fueron elaboradas 'a ciegas' para que la coincidencia sea importante). En 40P unos raros cristales tienen el hábito de la casiterita.

2.2.6 Cromita

En 47F y 48F un cristal de magnetita tiene un núcleo de baja reflectancia, sugiriendo que es rico en cromo. Un grano de cromita con un borde de ferrocromita fue visto en 47F.

2.2.7 Limonita

Ésta remplaza extensivamente a la pirita (especialmente en 48F), pirrotina y calcopirita. Por lo general está muy bandeada.

No se ha visto oro asociado con la limonita.

2.3 Grafito

El grafito asociado con silicatos metamórficos o fragmentos de roca está presente en todas las muestras excepto en 39, 41, 47F y 48F (las dos últimas no tienen grafito). En 40, 43, 45 y 46 está asociado con rocas sedimentarias/metasedimentos. En 45P es abundante y está asociado con pirita framboidal.

2.4 Silicatos

Existe granate (identificado ópticamente en luz reflejada) en 37P-43P y 46P, pero está ausente en 45P, 47F y 48F; éste se presenta como granate con textura en bola de nieve (*snow ball garnet*) con trayectos de esfena dentro del mismo. Un silicato muy zonado, asumido como granate, está presente en 35-41P, 43, 44 y 46P, está ausente en 45P, 47F y 48F. No fue reconocido en 37P, 38P ni en 42P. Existiría granate euhedral no zonado, pero no se lo buscó sistemáticamente.

2.5 Elementos nativos
Trazas de un metal nativo de color blanco están presentes en todos los especímenes como granos de 1-10 μm (la mayoría < 5 μm) dentro de *araldite*. Se cree que es accidental, en particular porque es más abundante cerca de los bordes de la sección.

2.5.1 Bismuto?
En 40P, 44P y 46P existen granos de 2-5 μm de diámetro de un metal color blanco-crema dentro de la pirita. En 40P estaría asociado con ?bismutinita de 2 μm.

2.5.2 Oro?
Cantidades traza de color metal amarillo claro de oro o latón están presentes en todas las muestras, tienen un tamaño de 1-10 μm. Se encuentra en la resina o en las fracturas dentro de los silicatos, podría ser una contaminación.

2.5.3 Electrum?
Está presente dentro de la arsenopirita en 41P (1 μm) y en 43P (6 μm).

La casiterita podría estar subreportada en la descripción de arriba y quizás están presentes wolframita, columbita y scheelita, pero no fueron reconocidas – si lo están será en cantidades menores. La esfena ha sido utilizada para el grupo-esfena más epidota y algo de TiO_2 y scheelita (si se presenta).

Todos los otros minerales opacos han sido identificados.

3. Método para los concentrados de batea

Cada concentrado de grano grueso (muestras 38P a 46P) fue reducido con un cuidadoso bateado en el que se añadió *Teepol* al agua para evitar la pérdida de oro que se "desnata y fluye" (*skim and flow*). Los concentrados reducidos fueron examinados con un microscopio binocular con magnificación de x20. Durante la examinación microscópica se removió un conjunto representativo de granates para un análisis cualitativo EDS en un microscopio electrónico de barrido (Jon Naden).

3.1 Mineralogía
La mayoría se indica en la Tabla 3.

3.1.1 Minerales mayores
3.1.1a Granates
Se identificó tres tipos de granate: (1) uno translúcido de color naranja a naranja pálido, euhedral; (2) uno opaco a translúcido, de color negro a gris ahumado, euhedral; y (3) un granate rojo, opaco, redondeado, con inclusiones visibles en su superficie. Químicamente los tipos (1) y (2) son indistinguibles, estos son: grosularia-andradita con cantidades variables de espesartina (componente de Mn). Los de tipo (3) son piropos-almandinos. En las muestras 37P a 44P la proporción de los tipos (1) y (2) (grosularia-andradita) es mayor que la de los de tipo (3) (piropos-almandinos). En las muestras 45P, 47F y 48F son raros ambos tipos de granate y en la 46P los granates anaranjados son mucho más abundantes que los rojos. En todas las muestras, excepto en 44P y 45P, los granates son un componente mayor del concentrado de batea.

Sesenta análisis cualitativos de granates seleccionados a mano fueron realizados para todas las muestras, excepto para 45P, 47F y 48F donde se recolectaron muy pocos granates. La mayoría de los análisis indica que el granate con Ca, Fe, Mn, Al, que pertenece a la serie grosularia-andradita, es el más abundante. Granates pobres en Ca de la serie piropo-almandino fueron identificados en 40, 41, 43 y 46P.

3.1.1b Sulfuros
En las muestras 37P-40P, 47 y 48F los sulfuros son raros, y en las muestras 41P a 46P los sulfuros son dominantes. Los más comunes son pirita y pirrotina, presentes en todas las muestras. La calcopirita es ausente a muy inusual en las muestras 37P a 40P, inusual en 41P a 44P y, menor en 45P y 46P. Se observó pirita botroidal/framboidal en la muestra 45P.

3.1.1c Cuarzo
Se identificó tres tipos de cuarzo: vítreo, lechoso/sacaroideo y mineralizado. Los de tipo vitreo y lechoso están presentes en cantidades menores en todas las muestras y en cantidades mayores en la 44P. En las muestras 37P a 40P, 47F, 48F y 44P el cuarzo mineralizado es muy inusual hasta ausente.

3.1.1d Óxidos
Están presentes en todas las muestras en cantidades variables. En las muestras 37P a 39P la cantidad de óxidos es mayor que la de sulfuros, en la 40P los óxidos y sulfuros están presentes en cantidades similares, y en las muestras 41P a 46P los sulfuros son mucho más abundantes que los óxidos.

3.1.1e Fragmentos de rocas
Son un componente mayor de las muestras 39P y 40P y están presentes en cantidades menores y traza en otras muestras. Principalmente son esquistos micáceos.

3.1.2Minerales menores

3.1.2a Turmalina
Fue identificada en las muestras 40P, 41P, 44P y 46P.

3.1.2b Silicato verde
Un silicato vitreo verde no identificado fue observado en todas las muestras.

3.1.2c Oro
No se observó algo considerable de oro (>3 colores por muestra) durante el proceso de bateado inicial o durante la examinación microscópica de las muestras. Sin embargo, un grado redondeado de 50 μm tentativamente identificado como oro fue visto en la muestra 41P, tres granos similares también están en la muestra 43P.

4. Conclusiones

En los concentrados el oro es raro a ausente y solo fue identificado ópticamente (y es muy pequeño para verificarlo con microsonda). Sin embargo, trazas de oro fueron observadas (independientemente) en las secciones pulidas 41P y 43P, asociadas con arsenopirita; y en concentrados de batea donde se observa colores/granos de oro (hasta de 50 µm).

Con tan poco oro presente es difícil especular acerca de su origen. Asumiendo que esté presente, existe una vaga correlación entre la presencia de oro y arsenopirita, granos individuales de sulfuros de metales base (calcopirita, esfalerita y galena) y fragmentos de cuarzo mineralizado, a saber en las muestras 40P-43P. Parece no haber correlación entre el oro y la abundancia de skarns de granate. De hecho, de las muestras con más abundancia de granate (37-39P) no se ha reportado oro.

La génesis bien sería la de una asociación de un complejo skarn aurífero, con silicatos de skarn al principio, seguidos por cuarzo-arsenopirita-metales base-oro menor. Si fuese así las muestras de números bajos (37-42) y altos (44, 45, 47 y 48) están lejos del área de su fuente y han perdido los sulfuros fácilmente oxidables (o están sobre la mineralización).

De manera alternativa el oro pertenece a una asociación cuarzo-arsenopirita-pirrotina ± metales base, mucha de la cual no está relacionada a los skarns.

Tabla 1. Minerales opacos en 37P a 46P más 47 y 48 F

Minerales	37P	38P	39P	40P	41P	42P	43P	44P	45P	46P	47F	48F
Pirita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Menor	Muy menor
Pirrotina	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	en pirita	en pirita	Menor	en pirita	en pirita
Marcasita	–	NPM	NPM. Mosaico	después de po	después de po	NPM	NPM. Mosaico	después de po	NPM después de po	NPM. Mosaico	–	–
Calcopirita	en pirita	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	en pirita	Menor	en pirita	en pirita
CuS, CuFeS	traza covelina	–	traza covelina cubanita, bornita	traza cubanita	traza cubanita	traza 'idaita'	traza bornita, covelina	–	–	traza cubanita	traza bornita	–
Esfalerita	–	en pirita	traza + ampollas cp	en pirita	en pirita	en pirita	en pirita	en pirita	traza + ampollas cp	traza + ampollas cp	–	traza + ampollas cp
Galena	–	–	en pirita	en pirita	Muy menor	Muy menor	Muy menor	en pirita	en pirita	traza	–	–
Arsenopirita	–	Muy menor	Muy menor	Muy menor	Muy menor	Muy menor	Muy menor	–	–	Muy menor	–	–
Molibdenita	–	–	–	en pirita	–	en pirita	Muy menor	–	–	en pirita	–	–
CuSe?	–	–	–	–	–	–	traza	–	–	–	–	–
Otros	–	–	traza pentlandita, millerita	traza pentlandita, millerita	–	traza tetraedrita en pirita	traza pentlandita	–	–	–	–	–
Magnetita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Ilmenita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Menor	traza	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Hematita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Minerales TiO_2	Menor	inusual rutilo? grande	inusual rutilo? grande	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor
Esfena	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	traza	traza
Limonita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Grafito	Menor	traza	–	traza	traza	Menor	traza	–	Menor	Menor	–	–
Cromita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	traza	traza
Granates	Bola de nieve	Bola de nieve, no-zonado	Bola de nieve, zonado	Bola de nieve, zonado	Bola de nieve, zonado, no-zonado	Bola de nieve, no-zonado	Bola de nieve, zonado, no-zonado	zonado, no-zonado	Muy poco granate	Bola de nieve, zonado, no-zonado	Muy poco granate	Muy poco granate
Casiterita	traza?	–	–	traza?	–	–	–	–	–	–	–	–
Metal blanco	1-5 µm resina	10 µm resina	2-5µm resina	1-10 µm resina	2-5 µm resina	20 µm resina	2-10 µm resina	5 µm resina	10 µm resina	1-5 µm resina	1 µm resina	2 µm resina
Bismuto?	–	–	–	2-5 µm Bi, BiS_2 en pirita	–	2-5 µm Bi en pirita	–	4 µm en pirita	–	2 µm en pirita	–	–
Oro (electrum)	–	–	–	–	1 µm en apy	< 1 µm en pirita?	6 µm - apy	–	–	–	–	–
Metal amarillo/ oro	1-10 µm silicato	1-10 µm resina	1-5 µm silicato	1-2 µm silicato	en silicato	1-4 µm silicato	5 µm silicato	10 µm resina	6 µm silicato	4 µm resina	1-5 µm resina/silicato	2 µm resina

Las proporciones relativas son muy aproximadas.

"–" indica que la fase no fue vista. La casiterita (si está presente) y el granate zonado pueden estar subreportados.

Tabla 2. Minerales opacos en 37F a 46F (sólo con aceite a x16)

Minerales	37F	38F	39F	40F	41F	42F	43F	44F	45F	46F
Pirita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	3 granos	Mayor	Mayor
Pirrotina	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	1 grano	en pirita	Menor
Marcasita	Mosaico	después de po	Mosaico	NPM. Mosaico	después de po	después de po	NPM. Mosaico	–	después de po	–
Calcopirita	en magnetita	traza	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	traza	Menor	traza en silicato
CuS, CuFeS, etc	–	traza pentlandita, millerita	–	–	–	traza covelina	–	traza bornita	–	traza bornita
Esfalerita	–	traza en silicato	traza	–	traza + ampollas cp	–	–	–	traza	traza + ampollas cp
Galena	–	–	–	–	–	Muy menor	–	–	en pirita	–
Arsenopirita	–	–	–	Muy menor	–	–	Muy menor	–	–	–
Molibdenita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Magnetita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Ilmenita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Hematita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Minerales TiO_2	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor
Esfena	?	Menor	?	Menor	?	Menor	Menor	Menor	Menor	–
Limonita	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor	Mayor
Grafito	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	–	Menor	–	Menor	Menor
Cromita	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Granates	No hecho			No hecho		No hecho				
Casiterita	traza?	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Metal blanco	10 µm resina	6 µm resina	–	–	2-10 µm resina	–	5 µm resina	–	5µm resina	–
Metal amarillo/ oro	–	–	en silicato	–	10 µm resina	–	–	2-5 µm resina	–	–

Tabla 3. Minerales silicatos (concentrados gruesos de batea) 37P-46P más 47 y 48F

Minerales	37P	38P	39P	40P	41P	42P	43P	44P	45P	46P	47F	48F
Granate rojo	Muy raro	Muy raro	Raro	Muy raro	Raro	Muy raro	Raro	Muy raro	–	Raro		
Granate naranja	Abundante	Abundante	Abundante	Abundante	Mayor/Menor	Abundante	Abundante/mayor	Menor	–	Mayor-Menor		
	granate > sulfuro	granate > sulfuro	granate > sulfuro	granate > sulfuro	sulfuro > granate	granate > sulfuro	granate > sulfuro	Muy poco granate	Muy poco granate	sulfuro > granate	Muy poco granate	Muy poco granate
Cuarzo lechoso	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Mayor	Menor	Menor	Menor	Menor
Cuarzo vitreo	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor	?	Menor	Menor	Menor	Menor
Cuarzo mineralizado	Muy raro	Muy raro	Muy raro	Muy raro-raro	Raro	Muy raro-raro	Raro	No visto	Muy raro-raro	Muy raro	No visto	No visto
Otros	–	–	–	Esquisto inusual	–	–	–	Fragmentos de roca	Metalimolita, Metalutita, Carbonato, Sedimentos carbonatados	Rocas carbonatadas, Gastrópodo mineralizado		

APÉNDICE 5

Petrología de rocas del área del Río Mulatos, Ecuador

por

Patrick J. Williams
University of London Goldsmiths' College

Octubre 1987

Estudio auspiciado por B. P. Minerals International

Traducción al español por Stalyn Paucar (2021)

Contenido

1. Resumen

Este informe presenta la petrología de 31 rocas del área del Río Mulatos donde fueron recolectadas por Martin Litherland del BGS. El conjunto incluye una variedad de rocas ígneas, metamórficas y metasomáticas.

Las rocas ígneas son dioríticas en composición y probablemente vienen de plutones de alto nivel. Están afectadas por alteración a tremolita-epidota-esfena-clorita; no están deformadas.

La mayor parte de las otras rocas tienen evidencia de metamorfismo regional y deformación bajo condiciones de facies de esquisto verde a anfibolita. Estas rocas metamórficas incluyen mármoles, esquistos calco-silicáticos, metapelitas, semipelitas y anfibolitas. Tanto los carbonatos como las pelitas son localmente grafíticos. Se interpretan como el producto del metamorfismo de una secuencia sedimentaria carbonatada-clástica mixta e, intrusiones o volcánicos ígneos básicos.

Las rocas metamórficas tienen varios niveles de metasomatismo Ca-Fe y han sido reemplazadas en mayor o menor grado por epidota y granate-Ca. Esta alteración es posterior a la fábrica metamórfica regional. Las rocas compuestas enteramente por mezclas variables de epidota, clinopiroxeno, anfíbol, granate-Ca, cuarzo, magnetita y carbonato, típicamente no preservan evidencia del metamorfismo regional. Se cree que son el producto extremo del metasomatismo-Ca (skarn). En este conjunto también existen skarns monominerálicos de diópsido, epidota y clinozoisita.

Algunas rocas contienen biotita postcinemática o porfiroblastos de flogopita que reflejarían una forma de metasomatismo-K. Una roca es una turmalinita y por tanto es el producto de un metasomatismo-B extremo.

Todas las rocas ígneas, metamórficas y metasomáticas están afectadas por silicificación en forma de vetillas y en un espécimen esto está asociado con adularia (cf. depósitos auríferos de Nambija). Esta silicificación es posterior al metasomatismo-Ca.

El carácter de la alteración, los skarns y la composición de las rocas ígneas, sugieren que esto es un ejemplo de un skarn cálcico-magnetítico del tipo de la asociación ampliamente distribuida de intrusiones dioríticas de alto nivel en complejos de arco de isla. Aunque el conjunto como un todo carece de evidencia de actividad intrusiva acídica más evolucionada y de la alteración potásica característica de los depósitos auríferos de Nambija, existen indicaciones alentadoras de que tales aspectos estarían presentes en el distrito Río Mulatos.

2. Lista de especímenes identificados a partir de la sección delgada

261	Serpentinita
265†	Esquisto micáceo pirítico y epidótico
266*†	Calco-esquisto epidotizado
267A*†	Anfibolita alterada (granate-Ca, epidota, pirrotina, anfíbol)
267H†	"Skarn" de clinozoisita
268B†	Mármol impuro
269B†	Turmalinita
271B†	Esquisto con granate-moscovita en contacto con anfibolita. Ambos con alteración a epidota-clorita y alteración a granate en la anfibolita
273†	Anfibolita con epidota-biotita (alteración potásica?)
274†	"Skarn" de diópsido
280†	Mármol grafítico silíceo
281†	"Skarn" con epidota-anfíbol
285A*†	"Skarn" con grosularia-clinopiroxeno-anfíbol-epidota
285B	Anfibolita alterada (epidota, granate-Ca, cuarzo)
285C†	Roca de cuarzo-grosularia
286A†	Anfibolita alterada (epidota-cuarzo)
286B	Anfibolita alterada (epidota) con vetillas tardías de cuarzo-adularia-apatito
286C	Roca de clinopiroxeno-epidota-anfíbol
286D†	Roca de clinopiroxeno-anfíbol-epidota
286E	Roca de clinopiroxeno-anfíbol-epidota
286G*†	Anfibolita alterada (epidota, granate-Ca, magnetita)
287	"Skarn" de clinopiroxeno-granate-anfíbol
288A*	Mármol silíceo impuro
288B	Esquisto con cuarzo-granate-biotita con vetas metamórficas de calcita
289†	Esquisto grafítico con granate-biotita, con vetas de cuarzo-calcita y alteración (grosularia)
290†	Diorita alterada (tremolita-epidota-esfena-clorita)
291A	Roca de plagioclasa alterada (calcita-biotita(?)-cuarzo)
292A	"Skarn" de clinopiroxeno-epidota-magnetita
292B†	"Skarn" de epidota
293	Esquisto con cuarzo-moscovita-albita
294	Microdiorita porfirítica alterada (epidota-tremolita-esfena)

* Disponible descripción detallada; †disponible microfotografía

3. Resumen de las descripciones

- **261 — Serpentinita**

Serpentinita fino-granular con relictos de ortopiroxeno altamente alterados.

Petrogénesis: Roca ultramáfica alterada

- **265 — Esquisto micáceo pirítico y epidótico**

Moscovita (grandes láminas y sericita) > epidota ≈ opacos (≈25%) > cuarzo > flogopita, menor cantidad de esfena, plagioclasa y turmalina (todas ≈ 1%).

Esencialmente un esquisto con cuarzo-sericita-pirita con un tosco capeamiento definido por variaciones en las proporciones relativas de estos minerales. Existe anfíbol verde pálido (tremolítico?) y flogopita, ambos como porfiroblastos post-cinemáticos. Por lo menos una gran proporción de la epidota es parte de una paragénesis de veta tardía con cuarzo, la cual es discordante al capeamiento. A su vez esto es cortado por vetillas tardías de cuarzo. La turmalina es bastante abundante y está presente como grumos verdosos esparcidos en la roca.

Petrogénesis: Probablemente un sedimento pelítico metamorfizado regionalmente. La inusual naturaleza fino-granular de la mica sugiere que se trata de una milonita/filonita. Si así fuese la flogopita y anfíbol serían posteriores a un evento metamórfico regional, y deformación dúctil tardía. La alteración epidota-cuarzo (metasomatismo-Ca está sobreimpuesta a todas estas características). La abundante pirita es anterior a la veta de epidota, pero no necesita ser sedimentaria pues pudo haber sido introducida durante el evento de la formación de la milonita.

- **266 — Calco-esquisto epidotizado (se provee una descripción más detallada)**

Cuarzo >> epidota > actinolita (posiblemente hornblenda) > granate naranja-rosado > clorita con menor cantidad de pirita y (?) esfalerita.

Un esquisto con cuarzo-granate-actinolita que ha sido parcialmente remplazado por epidota y menor cantidad de cuarzo secundario. La forma del cuarzo/orientación preferencial de la clorita y actinolita definen una esquistosidad que está "envuelta alrededor" del granate, indicando que éste último es pre- o sin-tectónico (i.e. no es parte del ensamble de alteración). Algo de epidota fino-granular podría ser primaria.

La alteración consiste en agregados irregulares semiconcordantes de epidota y vetillas de cuarzo. Por lo general la epidota contiene relictos de anfíbol alterado y está fuertemente zonada, incluyendo material café rojizo que probablemente es la variedad que tiene Mn (piemontita). Los sulfuros están diseminados y también se encuentran como orillos en los granates.

Petrogénesis: Una arenisca argilácea y calcárea impura metamorfizada regionalmente o chert con alteración epidota-cuarzo que es posterior a la fábrica dúctil.

Lámina 1A: Esquisto moscovítico pirítico (265) con porfiroblastos de flogopita post-tectónicos (café pálido) y alteración epidota (alto relieve) – PPL, campo de visión 8 mm.

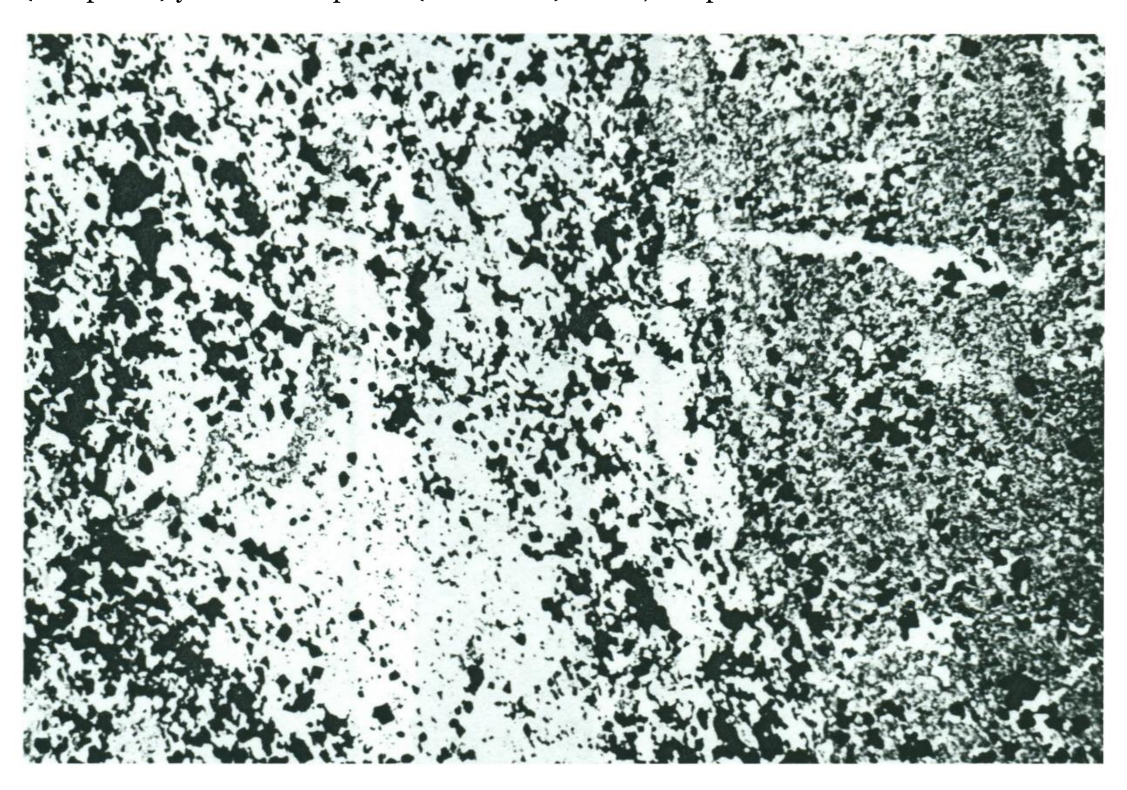
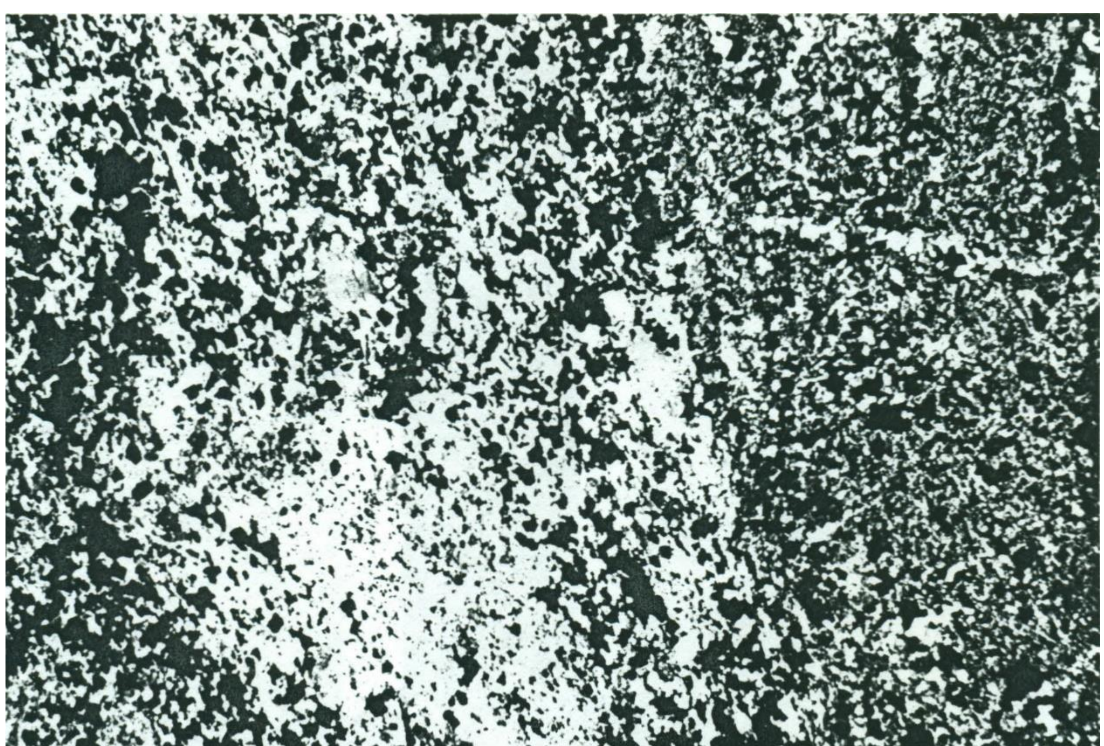


Lámina 1B: Misma vista (265) en XPL.



- **267A — Anfibolita alterada (granate-Ca, epidota, pirrotina, anfíbol) (se provee una descripción más detallada)**

Roca hospedante: anfíbol verde (hornblenda/actinolita) > cuarzo 1, esfena accesoria.

Alteración: Granate-Ca > epidota > pirrotina > anfíbol rico en Fe > cuarzo 2 ≈ carbonato > calcopirita.
Una roca de cuarzo-anfíbol toscamente foliada y capeada que ha sido parcialmente remplazada por una variedad de minerales secundarios. Existe granate-Ca anisotrópico como porfiroblastos y como sobrecrecimientos tardíos, también hay vetas con epidota. Estas vetas han sido invadidas por una asociación de sulfuro-cuarzo-carbonato. Los sulfuros están concentrados en los orillos de las vetas de la parcialmente-remplazada roca hospedante, y están asociados con un anfíbol secundario de color oscuro fuertemente pleocroico (que se deduce es rico en Fe, posiblemente ferroactinolita).

Petrogénesis: Una roca básica metamorfizada regionalmente que experimentó varias etapas de alteración (predominantemente metasomatismo-Ca seguido por la introducción de sulfuros) después del desarrollo de la fábrica dúctil.

- **267H — "Skarn" de clinozoisita**

Clinozoisita (≈95%) >> carbonato > granate >> opacos (≈1%). Menor cantidad de vetillas tardías de limonita.

La clinozoisita está presente sólo como cristales ligeramente zonados de tamaño de grano muy variable y sin orientación preferencial. El color rosado de la roca se debe con certeza a este mineral. La variación sistemática del tamaño de grano produce un capeamiento, los carbonatos y opacos tienen una afinidad textural con las capas más gruesas. La roca no reacciona con ácido diluido, por tanto, el carbonato sería una variedad de Mg, Mn, o Fe. El granate se encuentra en bandas de granos ecuantes, xenomórficos, paralelos al capeamiento del tamaño de grano.

Petrogénesis: El carácter casi monominerálico, la composición y textura de esta roca sugieren que es metasomática. El protolito posiblemente era altamente aluminoso (pelítico?).

- **268B — Mármol impuro**

Calcita > granate > clorita > opacos > cuarzo.

Una roca granoblástica a esquistosa rica en inclusiones, con porfiroblastos de granate en "textura de red". La clorita está presente como grandes láminas que definen una esquistosidad y también como masas pseudomórficas en forma aleatoria que sugieren una fase retrógrada probablemente derivada de la biotita o flogopita. La esquistosidad está "envuelta alrededor" de los granates indicando que estos son pre- o sin-tectónicos. Los opacos constituyen el ≈10% de la roca – paragénesis incierta. Menor cantidad de vetillas de carbonato-clorita cortan la roca y serían de la misma edad que la cloritización.

Petrogénesis: Una caliza argilácea metamorfizada regionalmente.

Lámina 2: Skarn de clinozoisita (267H) con banda de granate (superior izquierda-centro inferior) – XPL, campo de visión 3.5 mm

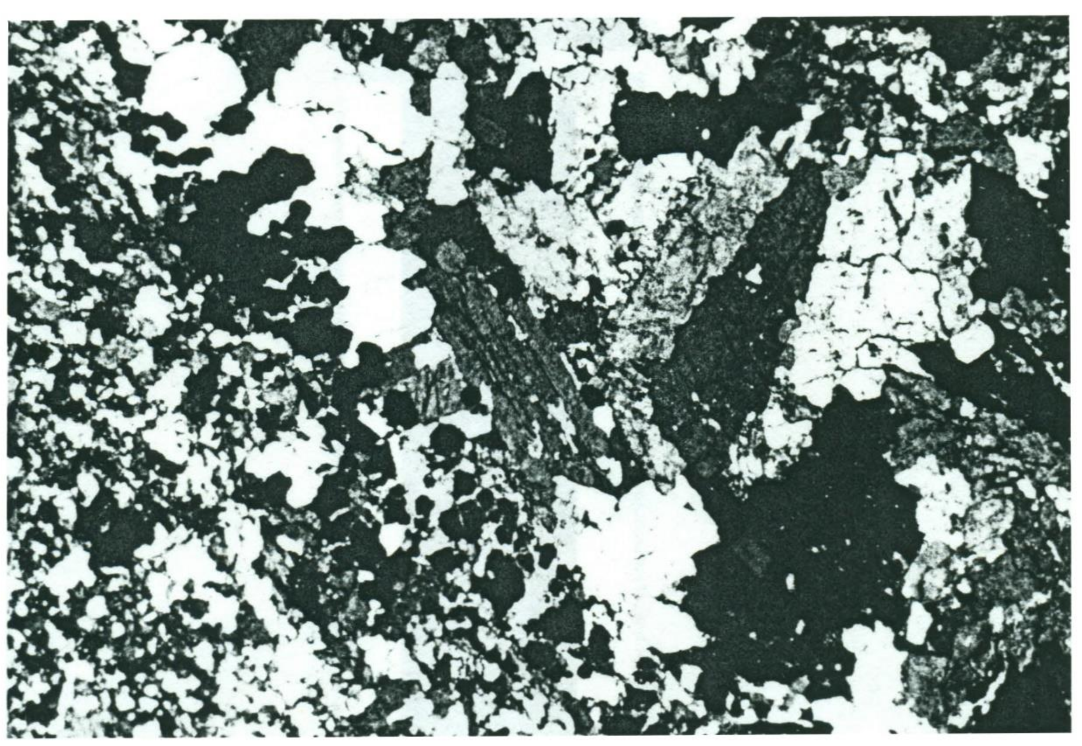


Lámina 3A: Textura de tamiz o red en porfiroblasto de granate en un mármol silíceo (268). PPL, campo de visión 8 mm.

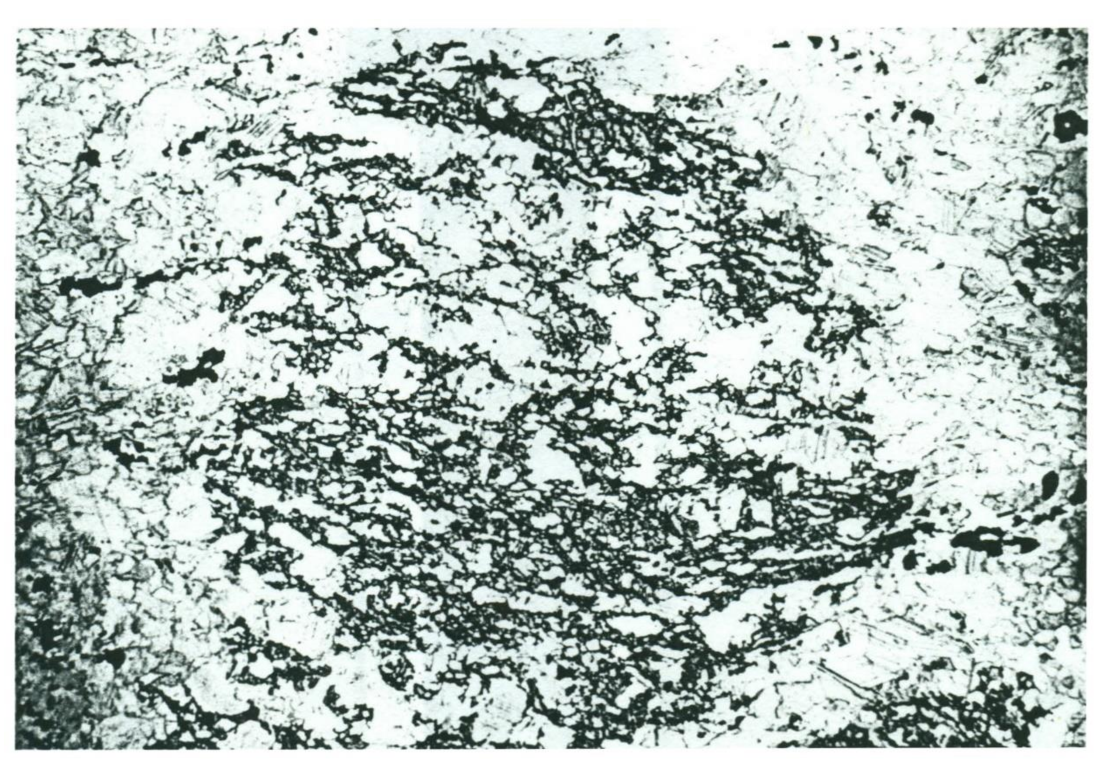


Lámina 3B: Misma vista (268) en XPL.

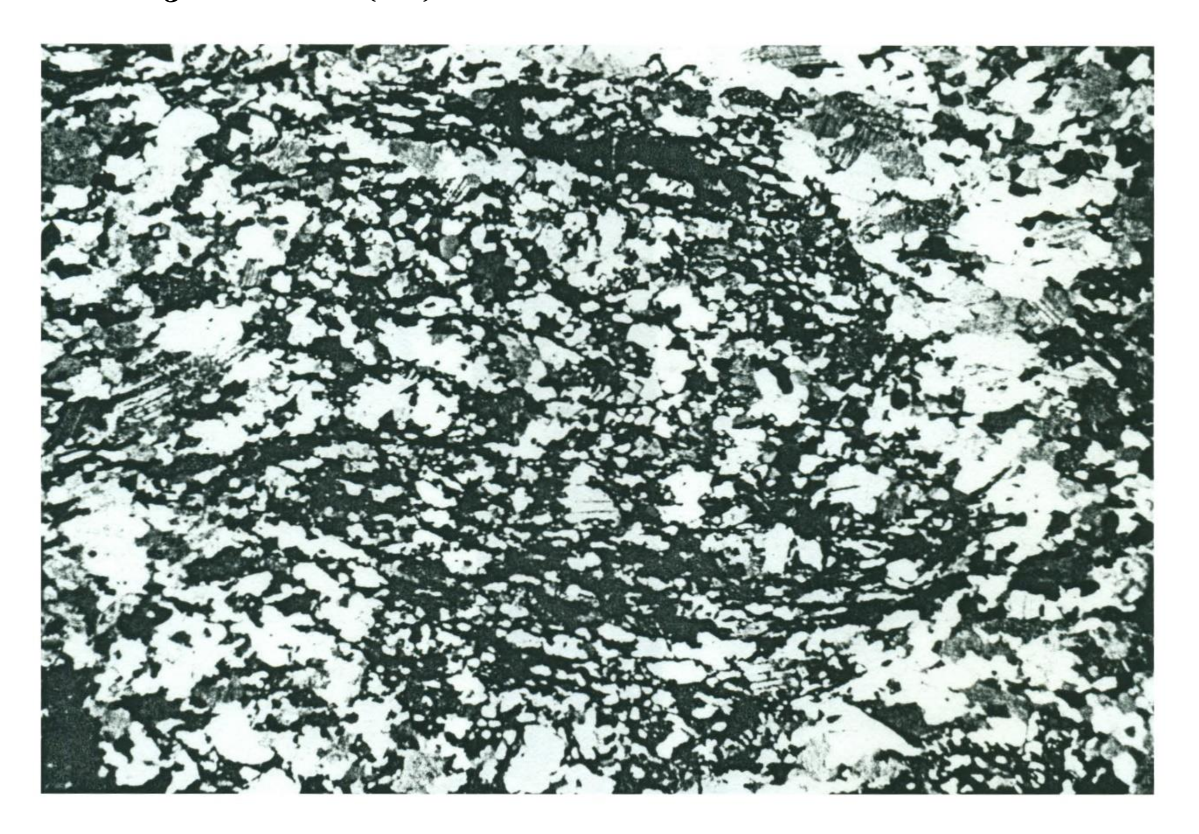
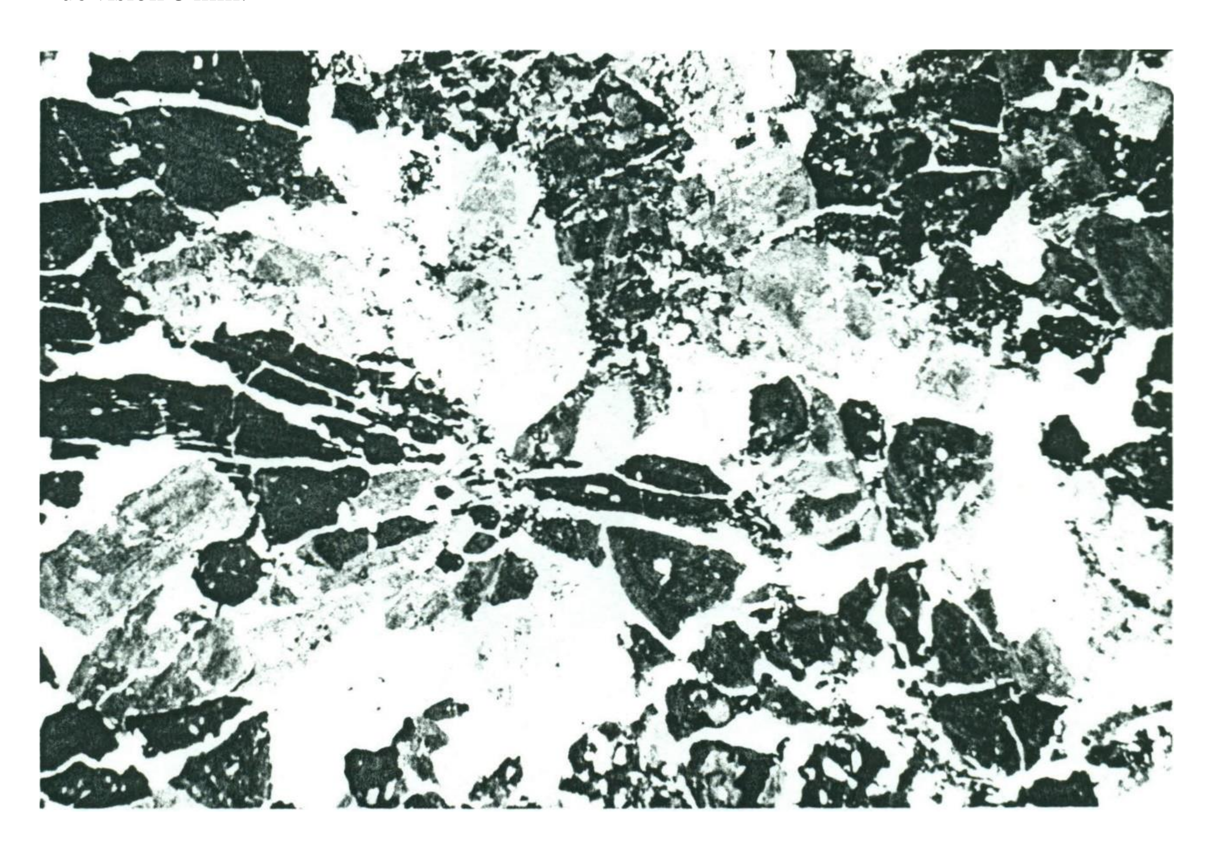


Lámina 4: Turmalinita cataclástica (269B) invadida por vetas de cuarzo – PPL, campo de visión 8 mm.



- **269B — Turmalinita**

Turmalina verde-café >> cuarzo con moscovita menor, clorita, zoisita, calcopirita y, circón y rutilo accesorios.

Una turmalinita de grano grueso con textura aleatoria. La turmalina exhibe una fuerte zonación cíclica (quizá son variaciones en la serie chorlo-dravita). Este mineral particularmente frágil exhibe una textura cataclástica parcial y el material fragmentado ha sido invadido por cuarzo. Los pocos opacos vistos en la sección pertenecen a la paragénesis alojada en las fracturas.

Petrogénesis: Una roca metasomática. No hay evidencia del carácter del protolito (la mayoría de turmalinitas se derivan de pelitas). La textura aleatoria sugiere fluidos ricos en B quizá introducidos después del metamorfismo regional visto en otras rocas.

- **271B — Esquisto con granate-moscovita en contacto con anfibolita. Ambos con alteración a epidota-clorita y alteración a granate en la anfibolita**

Fracción de esquisto: Moscovita > granate > biotita.
Zona de contacto: Plagioclasa-cuarzo-anfíbol verde-opacos.
Anfibolita: Anfíbol verde (hornblenda) >> granate > biotita > cuarzo.

Una roca compleja en la que un esquisto pelítico con granate sin-cinemáticos y textura "envuelta alrededor" pasa por una roca foliada con plagioclasa-cuarzo-anfíbol hacia una anfibolita con fuerte orientación preferencial de prismas de anfíbol verde (fábrica-L) y delgadas láminas de biotita. Los granates en el esquisto tienen sombras de presión de biotita. Todos estos minerales debieron formarse durante el metamorfismo regional. La anfibolita también contiene granate, pero estos tienen inclusiones con fábricas helicíticas (post-cinemáticas) y el mineral podría ser parte de una paragénesis de alteración a skarn en esta fracción de la roca. La epidota se encuentra por todas partes y particularmente en las muestras de mano da la impresión de ser un elemento moteado de remplazamiento post-esquistosidad. La biotita y el granate están extensamente alterados a clorita.

Petrogénesis: Un sedimento pelítico y roca básica metamorfizadas regionalmente, ambas afectadas por la alteración epidota-clorita (metasomatismo-Ca, hidratación) después de la formación de la fábrica dúctil. El granate post-cinemático en la anfibolita sería un producto de alteración temprana.

- **273 — Anfibolita con epidota-biotita (alteración potásica?)**

Anfíbol verde pálido (actinolita?) > cuarzo (la roca podría contener algo de plagioclasa no maclada) ≈ biotita (retrogradada a clorita) > epidota con menor cantidad de carbonato. La pirita está presente en la muestra de mano.

Una roca débilmente foliada con anfíbol-cuarzo. Contiene grandes porfiroblastos de biotita post-cinemática que podrían ser producto del metasomatismo-K. Todos estos minerales son cortados por vetillas menores de cuarzo que localmente tienen algo de carbonato. El estado de la epidota es incierto, aunque es compatible con el ensamble metamórfico, la comparación con otras rocas del conjunto sugiere que podría ser secundaria.

Petrogénesis: Una roca básica metamorfizada con posible alteración potásica.

Lámina 5A: Metapelita granatífera (derecha) en transición a una roca con cuarzo-plagioclasa-anfíbol y alteración a epidota (271B) – PPL, campo de visión 8 mm.



Lámina 5B: Anfibolita (izquierda) con biotita (izquierda inferior) pasando por una zona fuertemente epidotizada hacia una roca con cuarzo-plagioclasa-anfíbol (271B) – PPL, campo de visión 8 mm.

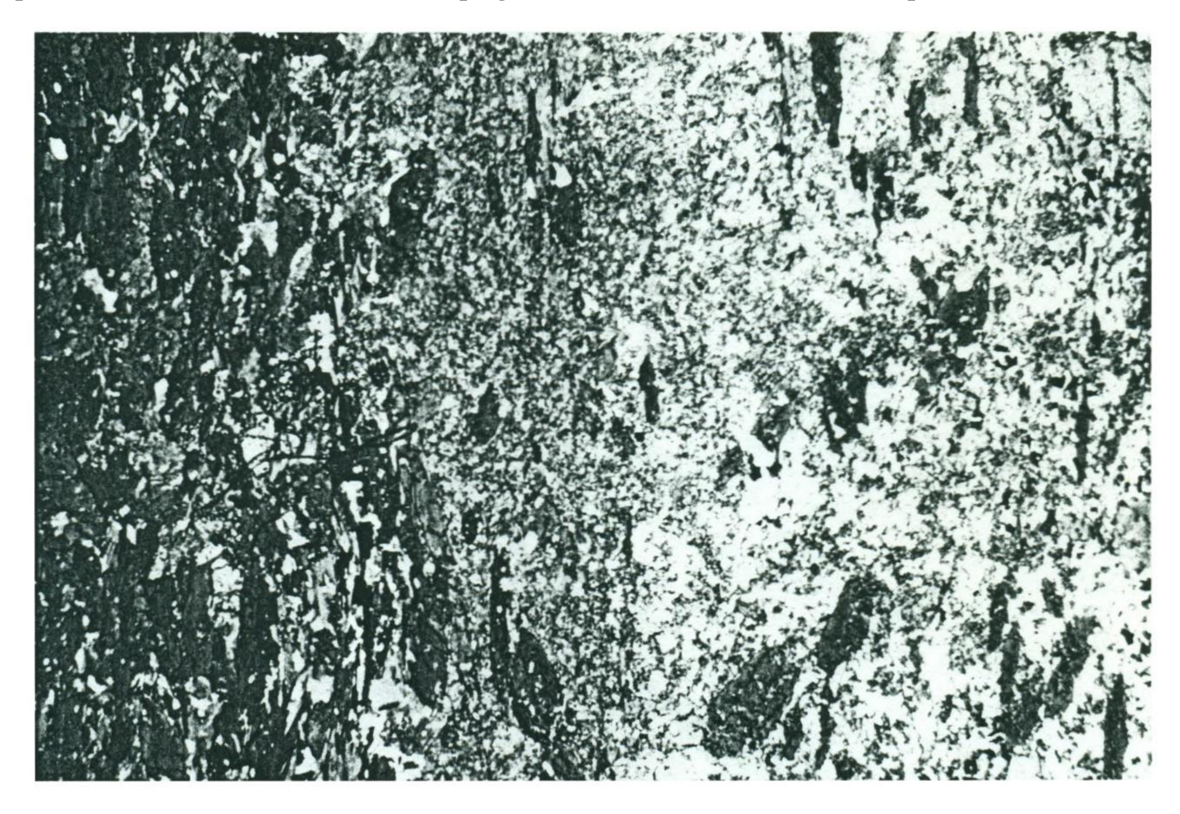


Lámina 6: Porfiroblasto de biotita post-cinemática en una anfibolita (273) – PPL, campo de visión 3.5 mm

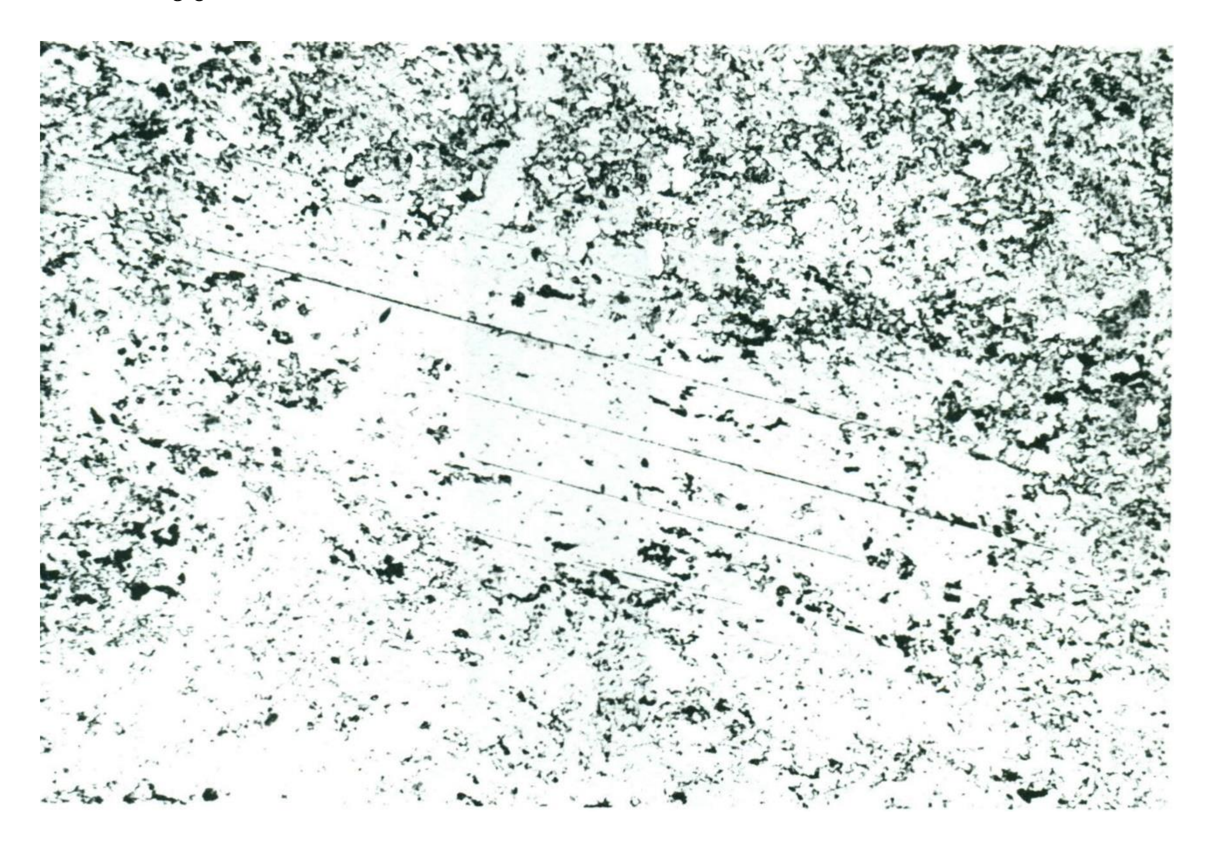


Lámina 7A: Skarn de diópsido (274) con variación de tamaño en el capeamiento – PPL, campo de visión 8 mm.

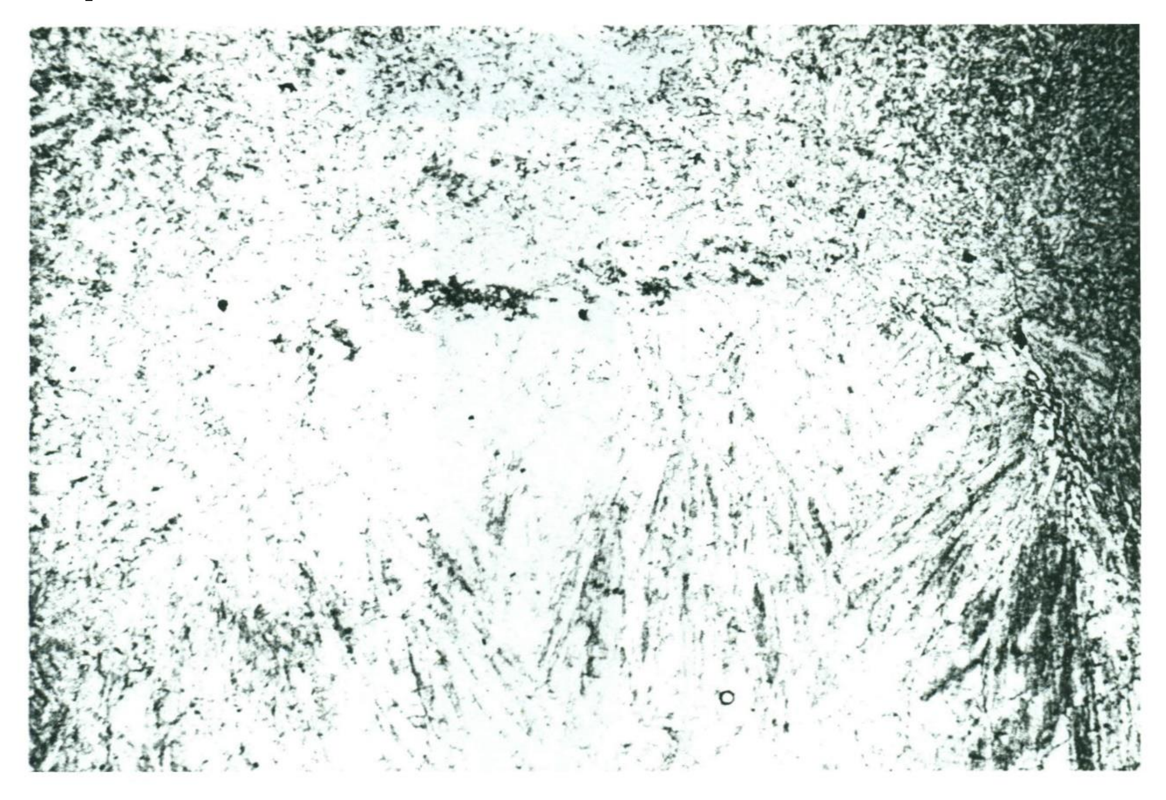
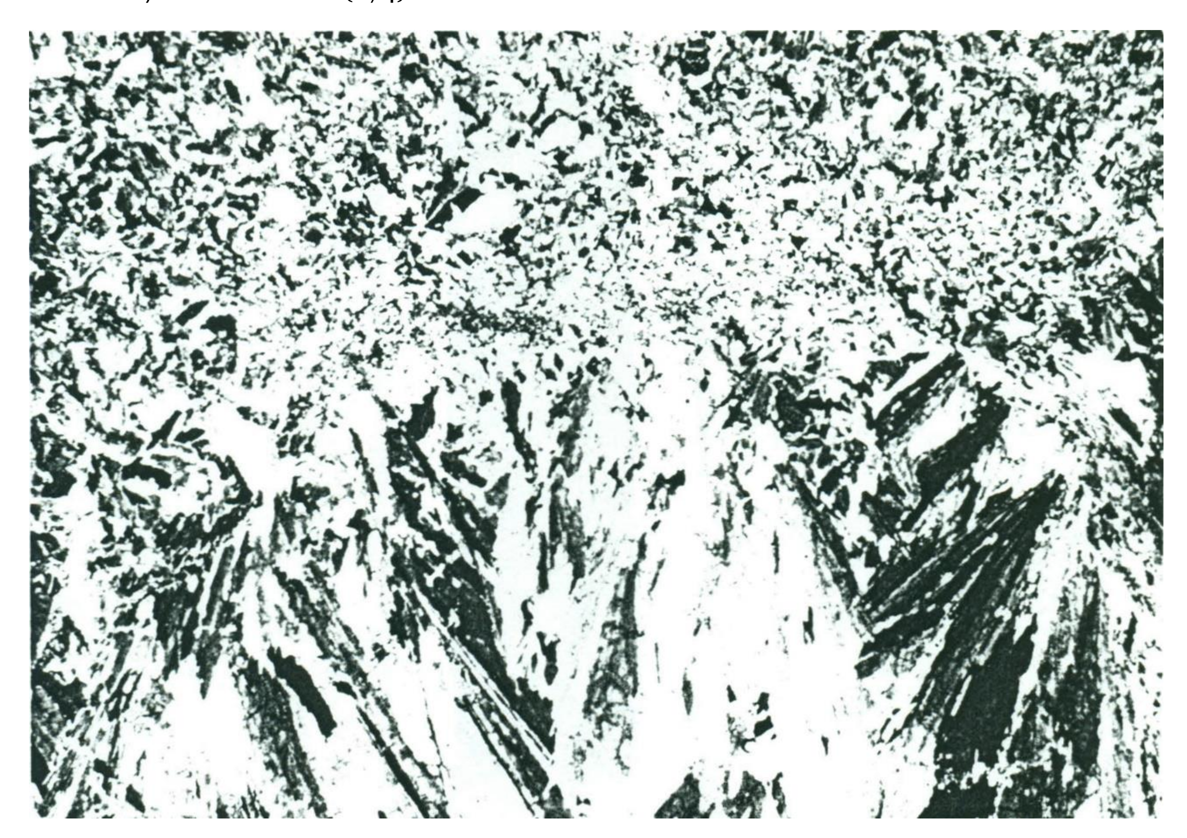


Lámina 7B: Misma vista (274) en XPL



- **274 — “Skarn” de diópsido**

Clinopiroxeno >> anfíbol tremolítico ≈ calcita (pirita vista en la muestra de mano).

La roca está compuesta predominantemente por clinopiroxeno prismático presente como manojos radiales de cristales. Es incoloro en la sección delgada, verde pálido en la muestra de mano y por la morfología de su grano podría ser confundido con un anfíbol. Probablemente es diópsido. Al igual que el skarn de clinozoisita (267H) la roca está organizada en capas que varían su tamaño de grano. Existen pequeñas cantidades de tremolita y calcita como minerales intersticiales.

Petrogénesis: El carácter casi monominerálico, la composición y textura de esta roca sugieren que es metasomática. Su carácter magnésico indica que se generó a partir de una dolomita o caliza dolomítica.

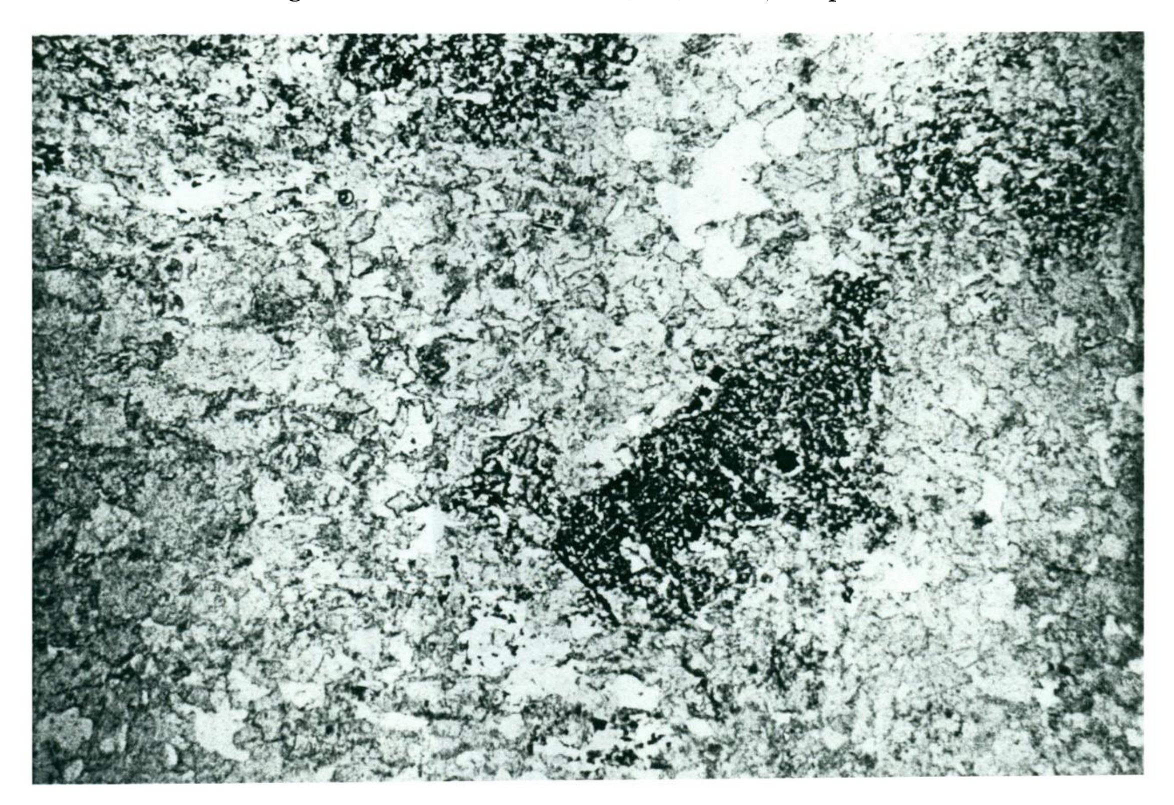
- **280 — Mármol grafítico silíceo**

Calcita >> cuarzo con menor cantidad de moscovita o talco (no distinguible bajo el microscopio), grafito, opacos y, un mineral de alto relieve, café, isótropo que quizá es esfalerita.

La calcita fino-granular exhibe una textura granoblástica ligeramente modificada sugiriendo una leve deformación post-cristalización. La orientación preferencial de los filosilicatos genera una muy débil esquistosidad. El grafito de grano muy fino está concentrado en parches irregulares de unos pocos milímetros de tamaño. La roca es cortada por vetas de cuarzo de grano grueso con carbonato adicional.

Petrogénesis: Posiblemente una caliza carbonosa metamorfizada regionalmente (la paragénesis del grafito es incierta).

Lámina 8: Parches grafíticos en mármol silíceo (280) – PPL, campo de visión 8 mm



- **281 — "Skarn" con epidota-anfíbol**

Calcita ≈ epidota/clinozoisita ≈ anfíbol verde (actinolita u hornblenda) > opacos (≈10%, principalmente magnetita) con menor cantidad de cuarzo y biotita/flogopita y esfena accesoria.

La roca tiene una textura dominal, separada en dominios ricos en epidota-clinozoisita fuertemente zonada (verde pálido en muestra de mano) y dominios de epidota-anfíbol-calcita (negro en muestra de mano). Los dominios composicionales son elongados y por tanto generan un capeamiento en la roca. La magnetita está diseminada por todas partes y también se concentra en estrechas capas con epidota que son muy discordantes con el capeamiento. Con excepción de vetillas menores de cuarzo-carbonato, las relaciones paragenéticas no son claras, aunque la epidota-magnetita podría ser posterior al anfíbol-calcita. No hay rasgos texturales que puedan ser inequívocamente asignados a la fase de metamorfismo regional.

Petrogénesis: Probablemente una roca metasomática – protolito incierto.

Lámina 9A: Textura dominal en skarn (281) con magnetita – epidota (fuerte relieve/amarilla pálido) – anfíbol (verde azulado)– PPL, campo de visión 8 mm

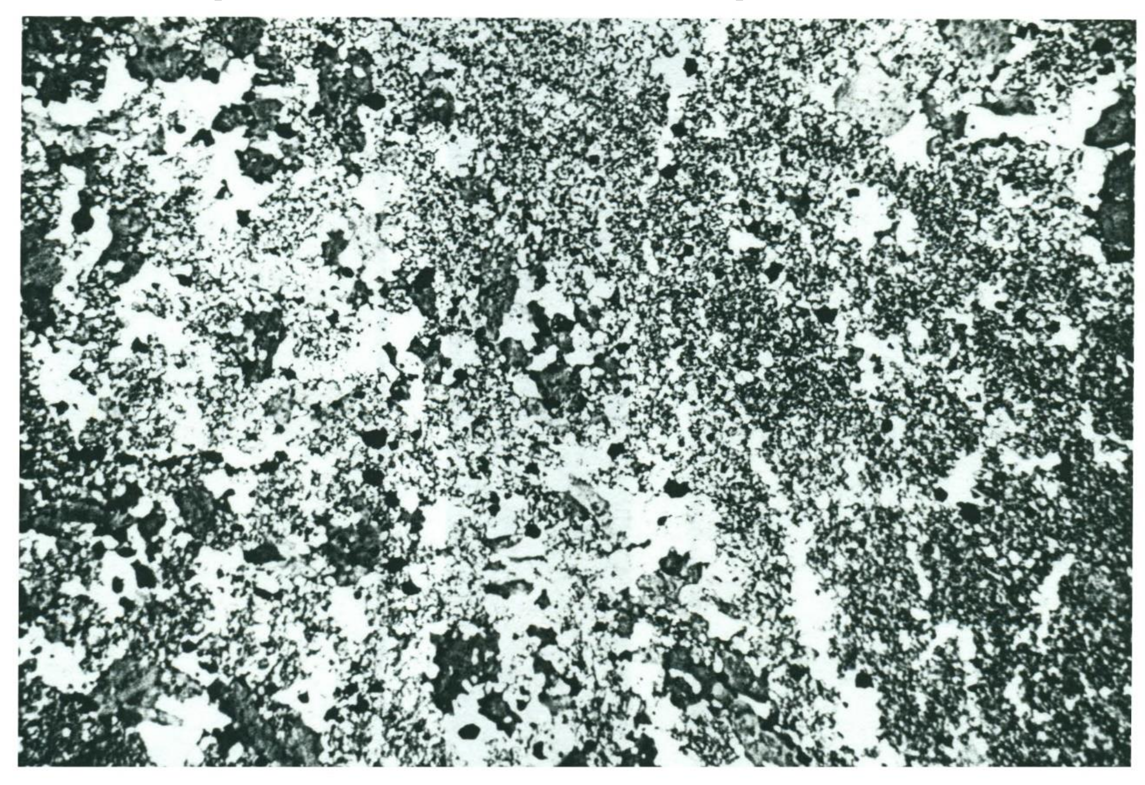
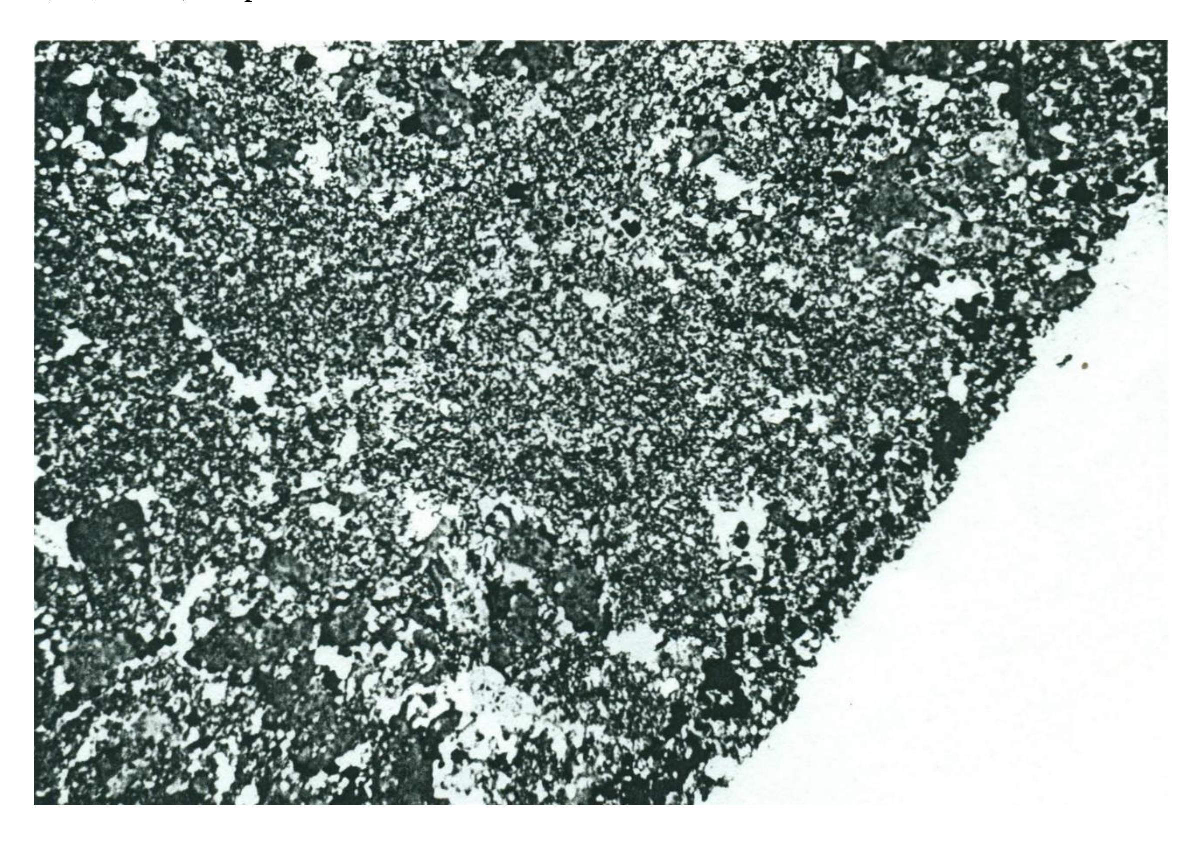


Lámina 9B: Banda de magnetita en el borde de la sección en un skarn de anfíbol-epidota (281) – PPL, campo de visión 8 mm



- **285A — “Skarn” con grosularia-clinopiroxeno-anfíbol-epidota (se provee una descripción más detallada)**

Grosularia > cuarzo > epidota > calcita ≈ clinopiroxeno verde (probablemente hedenbergita) > anfíbol verde (hornblenda o actinolita) > opacos (≈1%).

Predomina el granate. Su anisotropía anómala y color blanco rosáceo en muestra de mano sugiere que es grosularia. Se presenta como agregados fino-granulares y poiquiloblastos con textura de tamiz (*sieve-textured*). El clinopiroxeno también es poiquiloblástico. La epidota sería parte de una asociación paragenética tardía pues algo de ella se encuentra en vetas con la calcita. No hay rasgos texturales que puedan ser inequívocamente asignados a la fase de metamorfismo regional.

Petrogénesis: Probablemente una roca metasomática – protolito incierto.

- **285B — Anfibolita alterada (epidota, granate-Ca, cuarzo)**

Una roca débilmente foliada fino-granular compuesta por anfíbol verde (probablemente hornblenda u hornblenda tremolítica) que exhibe remplazamiento heterogéneo de:

Cuarzo > granate ≈ epidota > clinopiroxeno verde (probablemente hedenbergita) > opacos (pirita ≈2% en zonas alteradas) > apatito.

El granate tiene una isotropía anómala (= granate-Ca) y está zonado. Algo de epidota-granate se encuentra en estructuras de reemplazamiento en forma de vetas que cortan la foliación y demuestran el carácter secundario de estos minerales. La alteración epidota-granate es cortada por vetas tardías de cuarzo y pirita.

Petrogénesis: Una roca básica regionalmente metamorfizada que ha experimentado metasomatismo-Ca, y luego silicificación con pirita. Ambas fases de alteración son posteriores a la fábrica dúctil.

- **285C — Roca de cuarzo-grosularia**

Cuarzo > grosularia > clinopiroxeno > calcita

Una roca fino-granular con cuarzo-granate (anisotropía anómala, blanco en muestra de mano) con menor cantidad de clinopiroxeno de grano muy fino. La forma del cuarzo define una fábrica metamórfica. Algo del granate es con certeza paragenéticamente tardío pues se presenta con cuarzo de grano grueso en una asociación de veta que corta esta fábrica. Vetillas de calcita aún más tardías serían un rasgo de meteorización (calcreta).

Petrogénesis: O una marga regionalmente metamorfizada con alteración calco-silicática tardía, o un metasedimento pelítico que experimentó metasomatismo-Ca post-metamórfico de alta temperatura.

Lámina 10A: Roca con grosularia-cuarzo con veta de granate (centro inferior) y silicificación tardía (285C) – PPL, campo de visión 8 mm

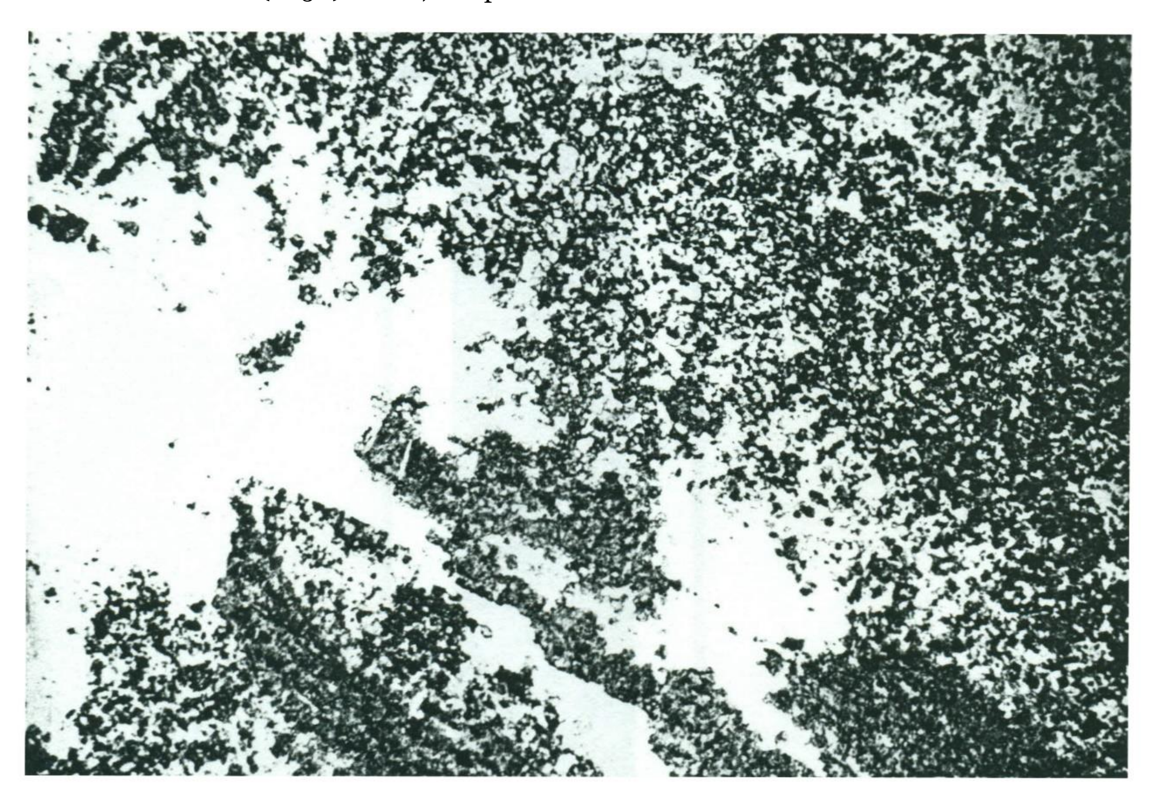
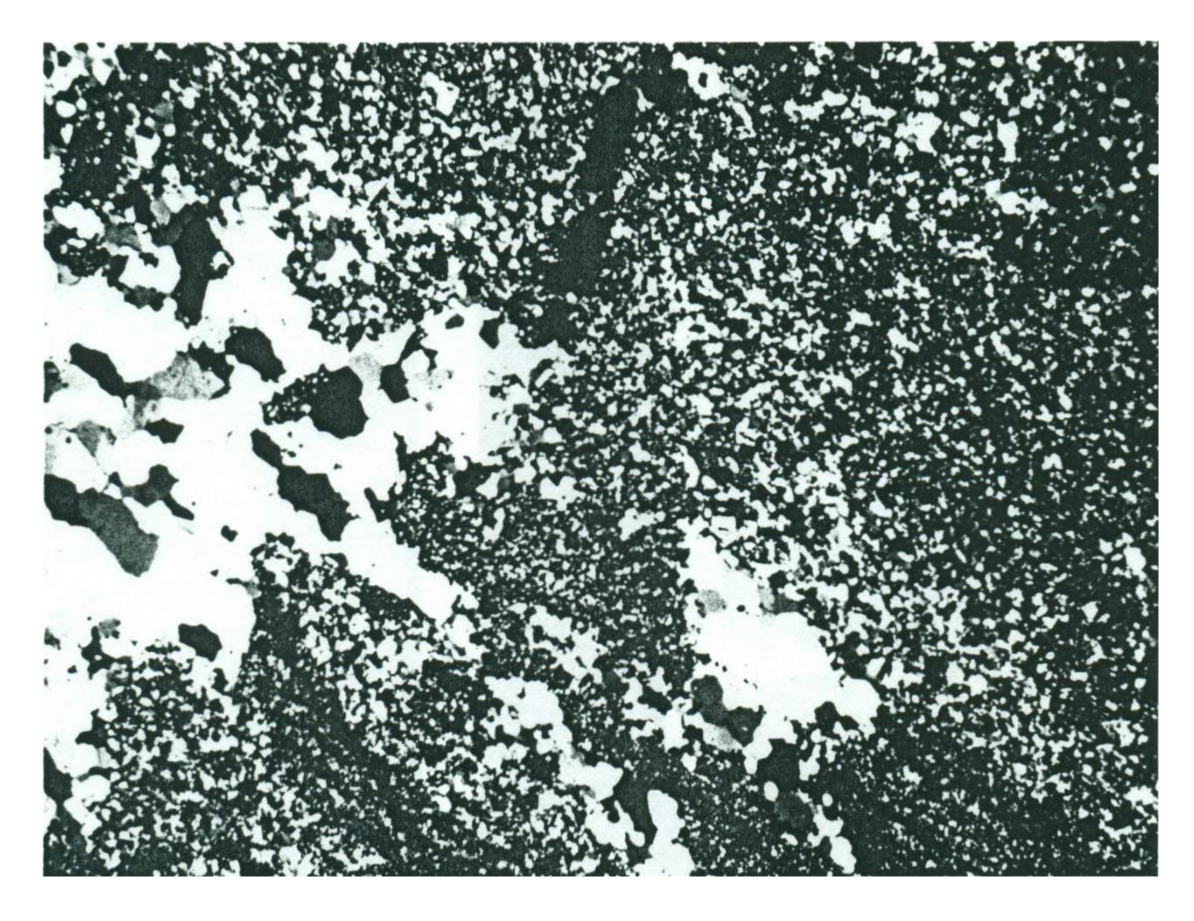


Lámina 10B: Misma vista (285C) en XPL



- **286A — Anfibolita alterada (epidota-cuarzo)**

Anfíbol verde (hornblenda?) ≈ epidota ≈ cuarzo > anfíbol pálido (tremolita?), menor cantidad de opacos (<1%).

Una roca fino-granular débilmente foliada con anfíbol-cuarzo. Alteración semidominante epidótica fino-granular está desarrollada en parches (el carácter secundario del desarrollo mayor de epidota es más obvio en la muestra de mano – algo de epidota fino-granular en la anfibolita podría ser una fase metamórfica primaria). La roca es transectada por una red irregular de vetas de grano relativamente grande de cuarzo-epidota y cuarzo-anfíbol pálido.

Petrogénesis: Una roca básica metamorfizada regionalmente que experimentó metasomatismo-Ca después del desarrollo de la fábrica dúctil.

- **286B — Anfibolita alterada (epidota) con vetillas tardías de cuarzo-adularia-apatito**

Cuarzo > anfíbol verde pálido (actinolita/hornblenda) ≈ epidota. Opacos <1%, muy poca cantidad de adularia y apatito.

Un esquisto bien foliado fino-granular con cuarzo-anfíbol. Algo de la epidota fino-granular en la anfibolita podría ser de una fase metamórfica primaria, pero gran parte de este mineral se presenta como parches de remplazamiento (cf. 286A). Los parches de epidota son cortados por irregulares vetillas de cuarzo que contienen un poco de adularia y apatito. Los opacos en la sección delgada se encuentran en estas últimas vetas y están intercrecidos con el feldespato.

Petrogénesis: Una roca básica metamorfizada regionalmente que experimentó dos fases de alteración/vetilleo después del desarrollo de la fábrica dúctil.

- **286C — Roca de clinopiroxeno-epidota-anfíbol**

Clinopiroxeno verde (probablemente hedenbergita) > anfíbol verde pálido (actinolita/hornblenda) > cuarzo ≈ calcita > opacos (pirita ≈ 1%)

En general es similar a 286D y E, siendo una roca foliada con clinopiroxeno prismático (≈ 1mm) y granos irregulares de epidota en anfíbol fino-granular. La textura sugiere que la epidota podría estar remplazando al clinopiroxeno y en la sección delgada existe una afinidad textural entre la epidota y los opacos (pirita). El cuarzo y la calcita se presentan en una veta tardía/paragénesis de remplazamiento, donde el cuarzo está ligeramente deformado.

Petrogénesis: Problemática – la mineralogía es consistente con un “skarn” metasomático, pero la fábrica podría ser el producto de metamorfismo regional. Podría ser una roca básica.

Lámina 11A: Vetillas de cuarzo-epidota y de cuarzo en anfibolita (286A) – PPL, campo de visión 8 mm

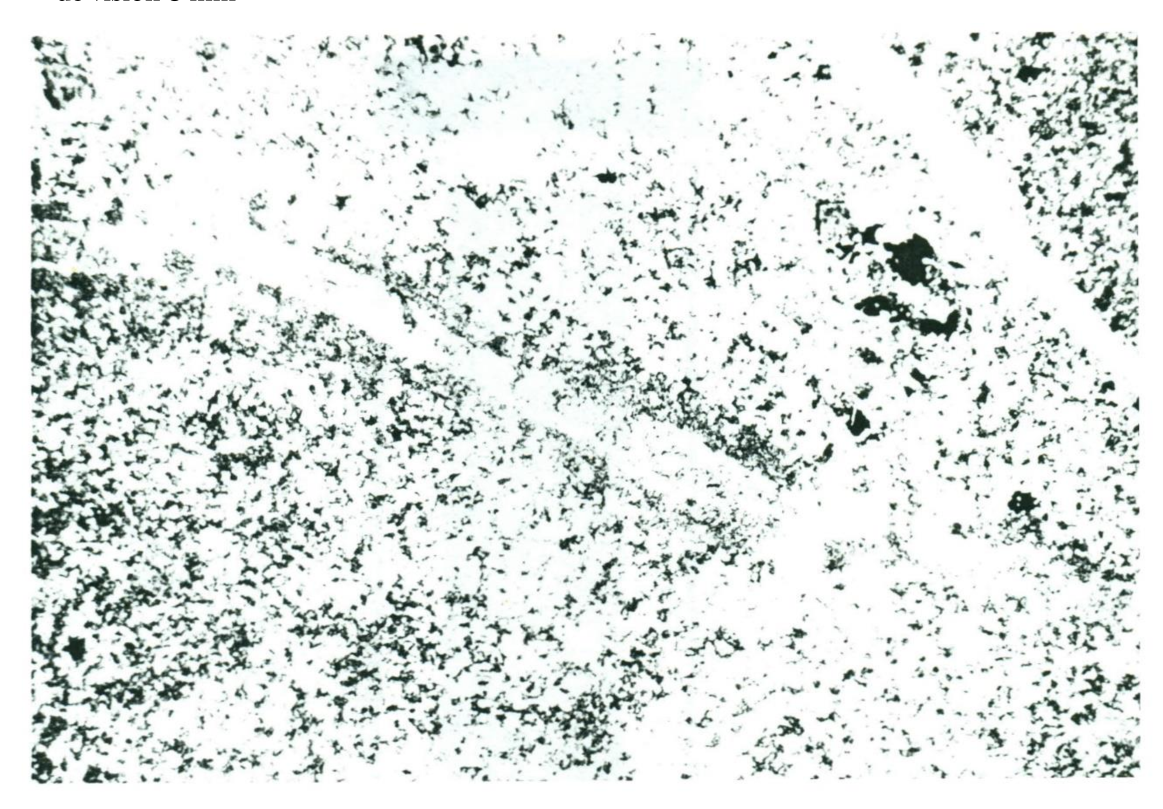
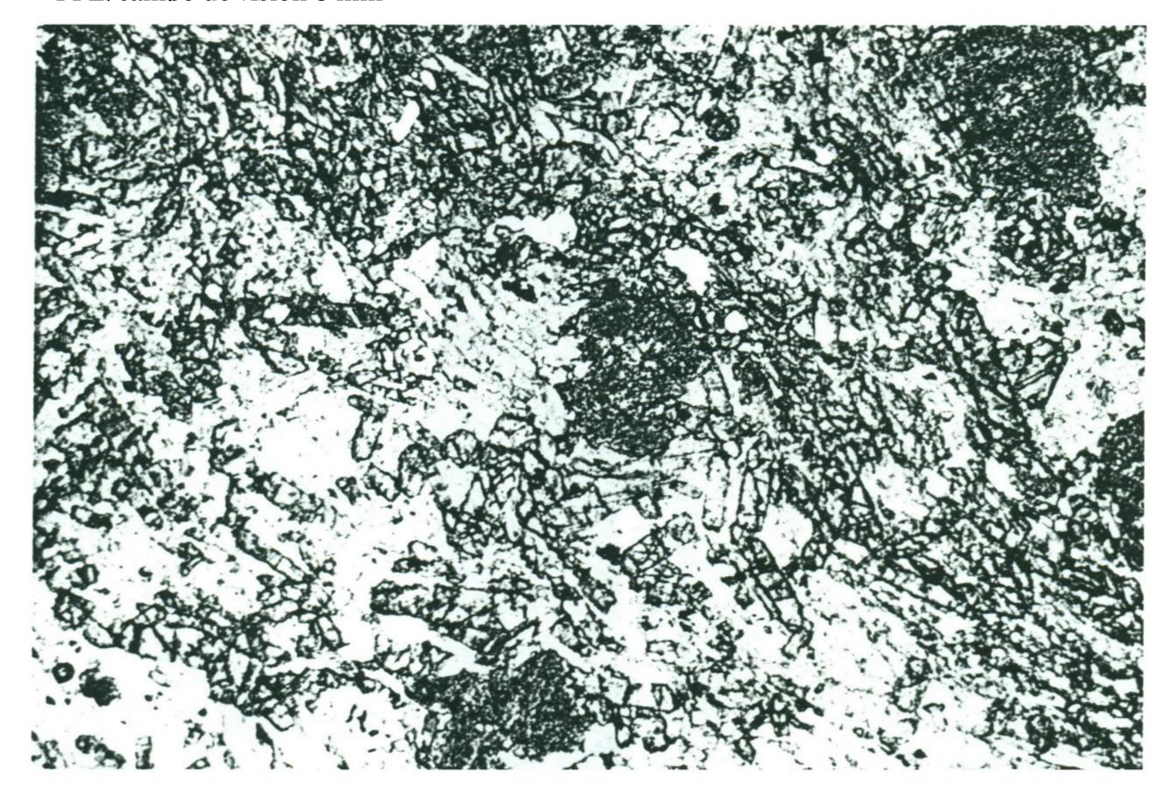


Lámina 11B: Roca (286D) con epidota (alto relieve)-clinopiroxeno (prismático)-anfíbol – PPL, campo de visión 8 mm



- **286D — Roca de clinopiroxeno-anfíbol-epidota**

Anfíbol verde pálido (actinolita?) ≈ clinopiroxeno verde (hedenbergita?) > epidota > feldespato > opacos (≈ 1%).

Los porfiroblastos (≈ 1-2 mm) de clinopiroxeno prismático y epidota se encuentran en una matriz fino-granular aleatoriamente orientada de anfíbol verde pálido y localmente de un mineral de bajo relieve/birrefringencia, no maclado considerado como feldespato. Los prismas de clinopiroxeno tienen una orientación preferencial que le proporciona a la roca una fábrica L-S.

Petrogénesis: Problemática – la mineralogía es consistente con un "skarn" metasomático, pero la fábrica podría ser el producto del metamorfismo regional. Podría ser una roca básica.

- **286E — Roca de clinopiroxeno-anfíbol-epidota**

Anfíbol verde pálido (Actinolita?) ≈ clinopiroxeno verde (hedenbergita?) > epidota > feldespato.

Muy similar a 286C/D. Los parches de color claro son relativamente ricos en un mineral de bajo relieve/birrefringencia, no maclado considerado como feldespato.

Petrogénesis: Ver 286C/D.

- **286G — Anfibolita alterada (epidota, granate-Ca, magnetita) (se provee una descripción más detallada)**

Anfíbol verde (hornblenda/actinolita) > epidota >> magnetita ≈ granate-Ca > cuarzo, trazas de pirita, calcopirita y carbonato.

Un esquisto fino-granular con anfíbol, que ha sido parcialmente remplazado por minerales silicatos-Ca semiconcordantes a discordantes y magnetita diseminada. El granate exhibe anisotropía anómala consistente con la variedad cálcica.

Petrogénesis: Una roca básica metamorfizada regionalmente que experimentó metasomatismo-Ca y mineralización de magnetita después del desarrollo de la fábrica dúctil.

- **287 — "Skarn" de clinopiroxeno-granate-anfíbol**

Clinopiroxeno verde (probablemente hedenbergita) > granate cálcico ≈ anfíbol verde (actinolita u hornblenda) ≈ epidota > cuarzo.

Una roca con textura dominal: 1) dominios de clinopiroxeno masivo de grano medio – anfíbol adicional, 2) dominios de granate poiquilítico con inclusiones de clinopiroxeno y 3) dominios de epidota fino-granular. Un segundo tipo de granate está presente como diminutos cristales color salmón en algunos dominios de clinopiroxeno asociados con parches ricos en cuarzo. No hay rasgos texturales que puedan ser inequívocamente asignados a la fase metamórfica regional.

Petrogénesis: Probablemente una roca metasomática – protolito incierto

- **288A — Mármol silíceo impuro (se provee una descripción más detallada)**

Calcita > cuarzo > granate > tremolita > opacos (incluyendo algo de grafito ≈ 3%) >> biotita y clorita retrograda.

Un mármol composicionalmente capeado con una esquistosidad definida por la forma del cuarzo y la orientación de los filosilicatos y la tremolita. Los granates tienen trayectos sin-cinemáticos de inclusiones. Todos estos minerales deben ser productos del metamorfismo regional. Los opacos están intercrecidos con estos minerales metamórficos y podrían ser primarios o metamórficos (regional). La clorita es un producto retrógrado tanto del granate como de la biotita. Existen parches y vetillas de cuarzo post-metamórfico relativamente de grano grueso y no deformado.

Petrogénesis: Una caliza silícea metamorfizada regionalmente con impurezas dolomíticas, argiláceas y carbonosas.

- **288B — Esquisto de cuarzo-granate-biotita con vetas metamórficas de calcita**

Cuarzo > granate > biotita/clorita retrógrada >> moscovita. Aproximadamente 10% de este espécimen consiste en vetas de calcita.

El cuarzo y los filosilicatos definen una buena esquistosidad. Los granates tienen fábricas sin-cinemáticas de inclusiones y están envueltos por la fábrica. Todos estos minerales pertenecen al evento de metamorfismo regional. Se desarrolló una red de grandes vetas concordantes, pero localmente discordantes, de calcita. Las vetas concordantes tienen estructura boudinage lo que demuestra que pertenecen a la fase de metamorfismo regional y por tanto no son parte de la alteración a skarn sobreimpuesta. Los boudins son asimétricos, esto es consistente con su desarrollo bajo condiciones de cizalla simple.

Petrogénesis: Un sedimento pelítico regionalmente metamorfizado con vetas de calcita metamórficas.

- **289 — Esquisto grafítico con granate-biotita, con vetas de cuarzo-calcita y alteración (grosularia)**

Roca: cuarzo > granate (almandino) ≈ biotita (en parte alterada a clorita) > grafito.
Vetas y fragmentos de roca hospedante alterada: cuarzo > calcita > granate (grosularia), menor cantidad de rutilo, grafito y clinozoisita secundaria.

Un esquisto rico en grafito y biotita con abundantes, en gran parte inalterados, granates xenomórficos (≈ 0.1 mm). Estos son rojizos en muestra de mano y probablemente de tipo almandino. La esquistosidad está envuelta alrededor de estos granates indicando que son productos del metamorfismo regional. La roca ha sido invadida por vetas de cuarzo que han rellenado fracturas frágiles y fragmentos separados de la roca hospedante. Los fragmentos de la roca hospedante se componen en su mayoría por una segunda forma de granate (deducido como grosularia) el que es blancuzco en muestra de mano y está presente como grandes agregados de granos subidiomórficos con una extensa alteración a carbonato y clinozoisita.

Petrogénesis: Un sedimento pelítico carbonoso metamorfizado regionalmente que experimentó metasomatismo-Ca durante un evento tardío de fracturamiento frágil.

Lámina 12A: Esquisto (izquierda) grafítico con granate, con veta de calcita-cuarzo, y fragmentos de la roca hospedante (*wall-rock*) alterados a granate-Ca (289) – PPL, campo de visión 8 mm

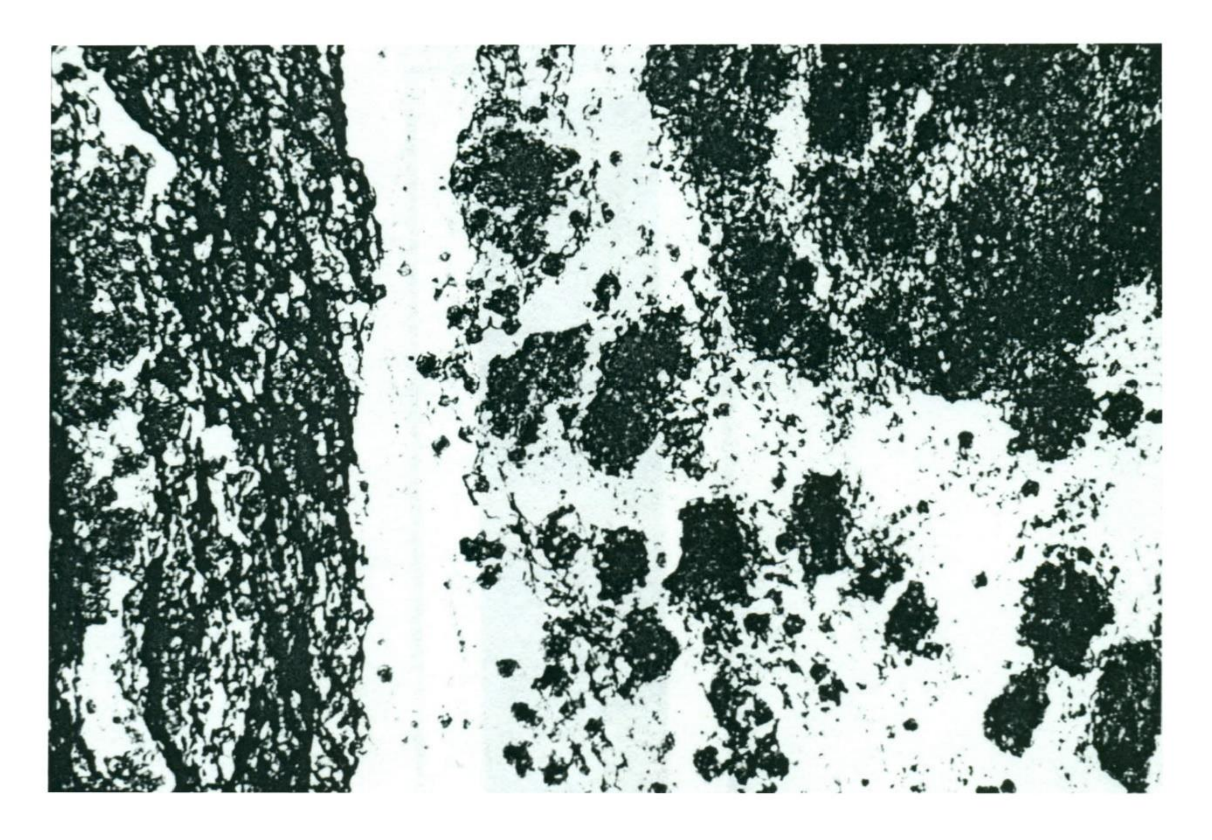
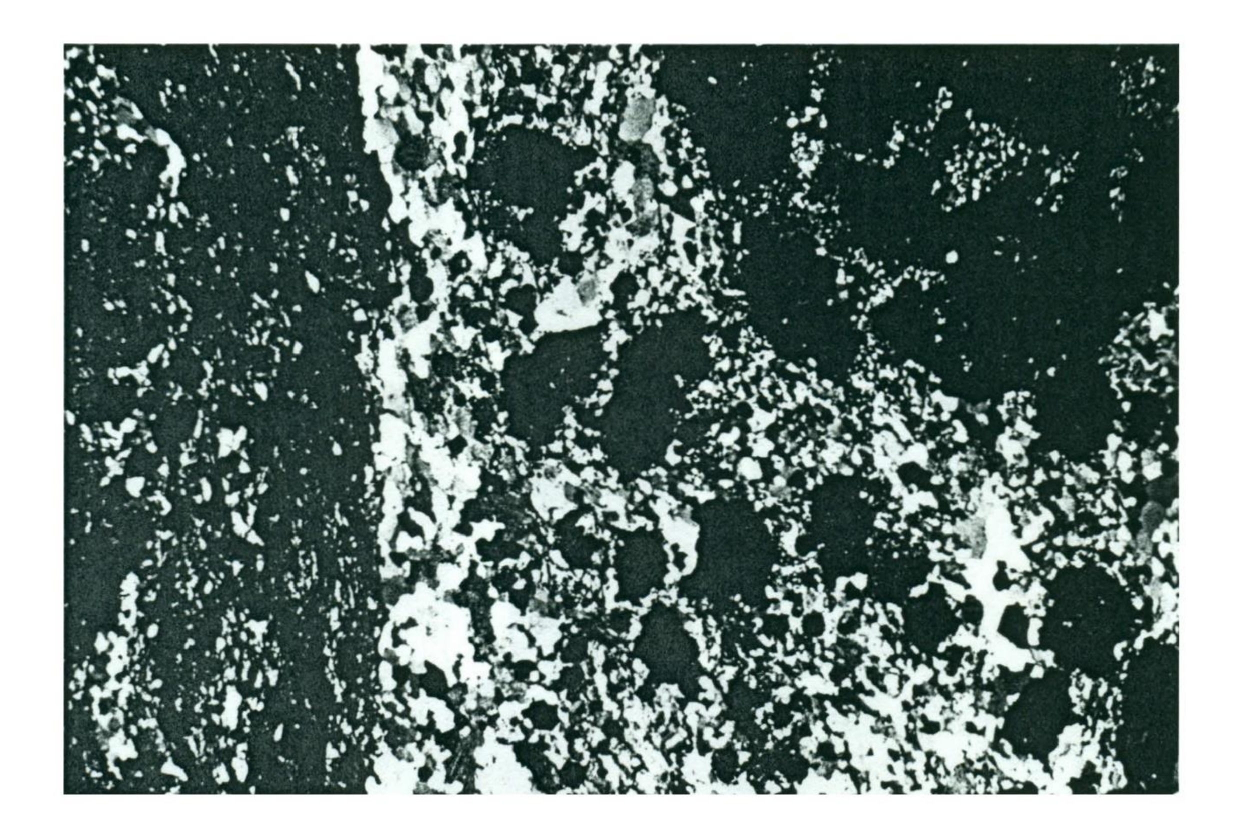


Lámina 12B: Misma vista (289) en XPL



- **290 — Diorita alterada (tremolita-epidota-esfena-clorita)**

Ígneo: plagioclasa ($\approx An_{30}$) >> posiblemente cuarzo primario, no se han preservado fases máficas primarias.

Alteración: epidota/clinozoisita zonada > tremolita (o actinolita pobre en Fe) > esfena > clorita, algunas vetillas de cuarzo.

Una diorita o cuarzodiorita con una buena textura ígnea de grano grueso (3-4 mm) definida por cristales entrelazados de plagioclasa. Existe cuarzo menor como agregados fino-granulares intersticiales. La alteración es fuerte. Los minerales secundarios se presentan predominantemente como masas irregulares de remplazamiento con menores rastros de la plagioclasa ígnea preservada. La clorita ocurre como pequeñas masas que serían pseudomorfos de biotita o anfíbol primario. La tremolita secundaria tiene una débil orientación preferencial, aunque la textura ígnea no tiene evidencia de deformación.

Petrogénesis: Una roca ígnea intrusiva de composición intermedia que ha experimentado metasomatismo-Ca.

- **291A — Roca de plagioclasa alterada (calcita-biotita(?)-cuarzo)**

Plagioclasa (An_{35}) > calcita >> biotita > cuarzo. Delgadas vetas de grafito, pirita menor y un mineral incoloro, de alto relieve, isótropo que podría ser esfalerita.

Una roca problemática que consiste en plagioclasa granoblástica fino-granular (textura metamórfica) con láminas ricas en biotita-calcita donde la biotita tiene una tosca orientación preferencial paralela al capeamiento. Algo de la calcita se presenta en vetas que, a pesar de tener diferentes orientaciones respecto a las láminas, no tienen claras relaciones de corte transversal. El cuarzo se presenta en vetillas y como agregados ovoides posiblemente derivados de amígdalas. No es claro si la biotita es secundaria o si la alteración a calcita afectó con preferencia a las capas composicionales ricas en biotita en una roca metamorfizada regionalmente.

Petrogénesis: Quizá sea una meta-andesita. Podría ser una roca metamorfizada regionalmente o una corneana.

- **292A — "Skarn" de clinopiroxeno-epidota-magnetita**

Clinopiroxeno verde (probablemente hedenbergita) > epidota > opacos (magnetita ≈ 15%) > cuarzo > anfíbol verde (hornblenda/actinolita) > carbonato.

Esta roca tiene textura dominal con variaciones en el tamaño de grano y la mineralogía modal. Las principales asociaciones son: 1) clinopiroxeno-magnetita, 2) epidota-clinopiroxeno-cuarzo-magnetita, y 3) clinopiroxeno de grano grueso presente alrededor de parches de cuarzo de grano grueso. No hay fábrica planar que pueda ser asociada con el metamorfismo regional.

Petrogénesis: La mineralogía y textura indican una roca metasomática – protolito incierto.

Lámina 13A: Diorita alterada (290) con esfena secundaria (alto relieve/negra), epidota (alto relieve-izquierda inferior) y tremolita (relieve moderado) – PPL, campo de visión 8 mm

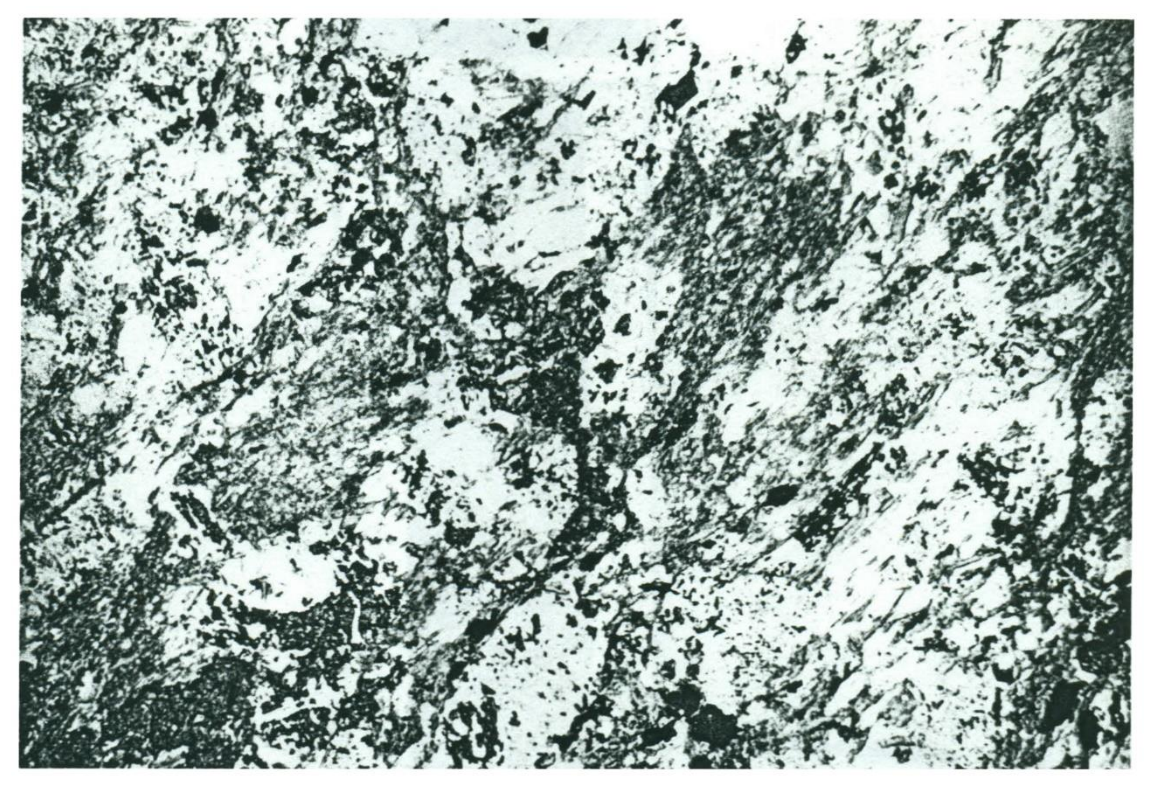
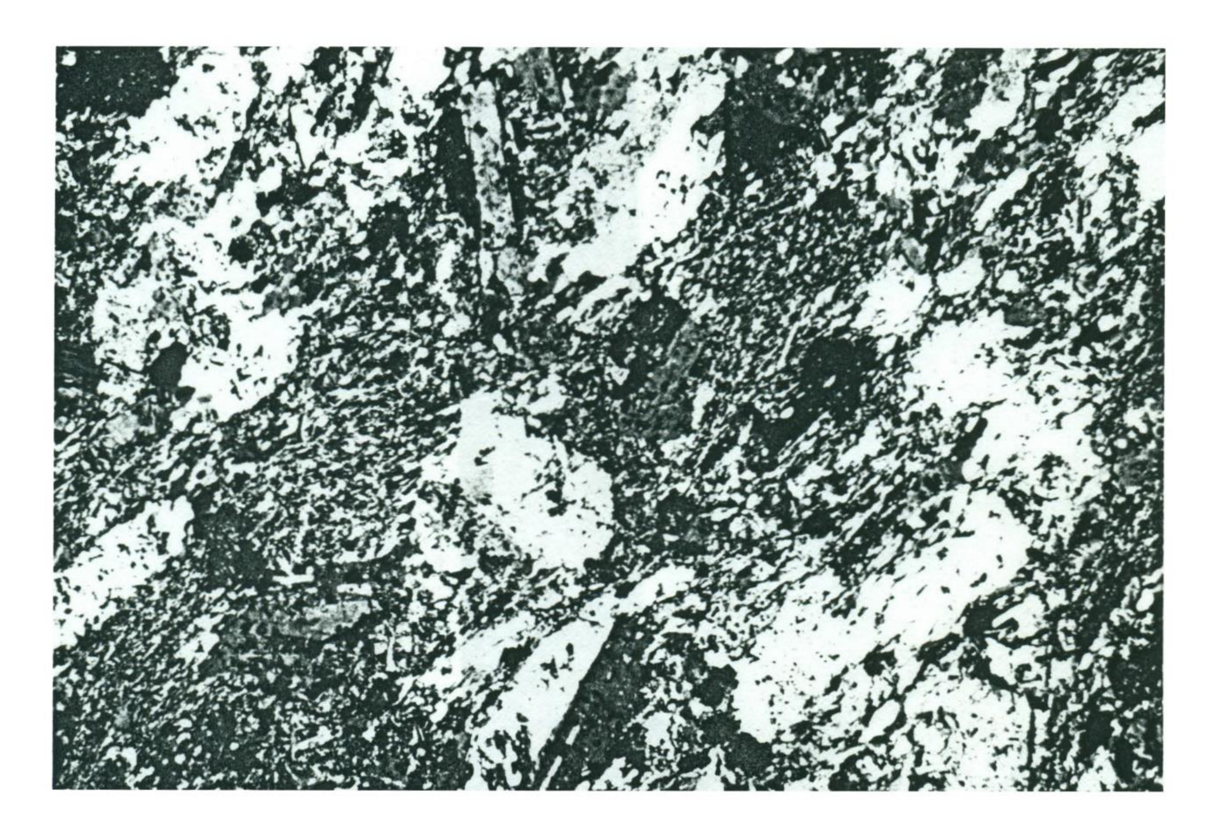


Lámina 13B: Misma vista (290) en XPL mostrando relictos de plagioclasa maclada y textura ígnea



- **292B — “Skarn” de epidota**

Epidota (clinozoisita menor) >> cuarzo ≈ calcita ≈ pirita ≈ clorita >> anfíbol tremolítico, esfena accesoria.

Epidota masiva granular, de grano medio a grueso y, esfena fino-granular accesoria sin elementos de fábrica evidentes. La epidota es cortada por vetillas de cuarzo y calcita que localmente contienen pequeñas cantidades de anfíbol tremolítico y pirita. Éstas a su vez son cortadas por vetillas tardías más estrechas de clorita, carbonato y cuarzo menor. La pirita tiene orillos de alteración a clorita.

Petrogénesis: La simple composición y mineralogía primaria indican que es una roca metasomática – protolito incierto.

- **293 — Esquisto con cuarzo-moscovita-albita**

Cuarzo > moscovita > plagioclasa sódica > anfíbol incoloro (probablemente tremolita) > opacos (≈ 1%). Esfena accesoria, apatito y turmalina.

Un esquisto con moscovita-cuarzo composicionalmente capeado cuya fábrica está “envuelta alrededor” de porfiroblastos de albita, lo que indica que estos minerales se formaron durante un metamorfismo regional. En muestra de mano es evidente una fábrica lineal muy fuerte. Existen pequeñas cantidades de tremolita y los cristales tienden a ser paralelos a la esquistosidad. Sin embargo, algunos claramente son productos, aleatoriamente orientados, de alteración de la albita. El origen de la fábrica de tremolita es incierto y podría no ser tectónico (cf. 290 y 294).

Petrogénesis: Un sedimento pelítico regionalmente metamorfizado que ha experimentado poco metasomatismo-Ca.

- **294 — Microdiorita porfirítica alterada (epidota-tremolita-esfena)**

Ígneo: Plagioclasa (≈An30) >> cuarzo, no se han preservado fases máficas primarias.

Alteración: Epidota/clinozoisita zonada ≈ tremolita (o actinolita pobre en Fe) > esfena.

Se presentan agregados glomeroporfiríticos de fenocristales de plagioclasa alterada en una matriz fino-granular de plagioclasa con muy poco cuarzo. La matriz está más alterada que los fenocristales y los productos de alteración generalmente son de grano más fino que aquellos en una roca similar (290). La tremolita secundaria tiene una fuerte orientación preferencial que le da a la roca una débil fábrica, aunque no está claro si esto es un rasgo tectónico.

Petrogénesis: Una roca ígnea intermedia, probablemente una intrusión de alto nivel, que ha experimentado metasomatismo-Ca.

Lámina 14A: Skarn de epidota (292B) – PPL, campo de visión 8 mm

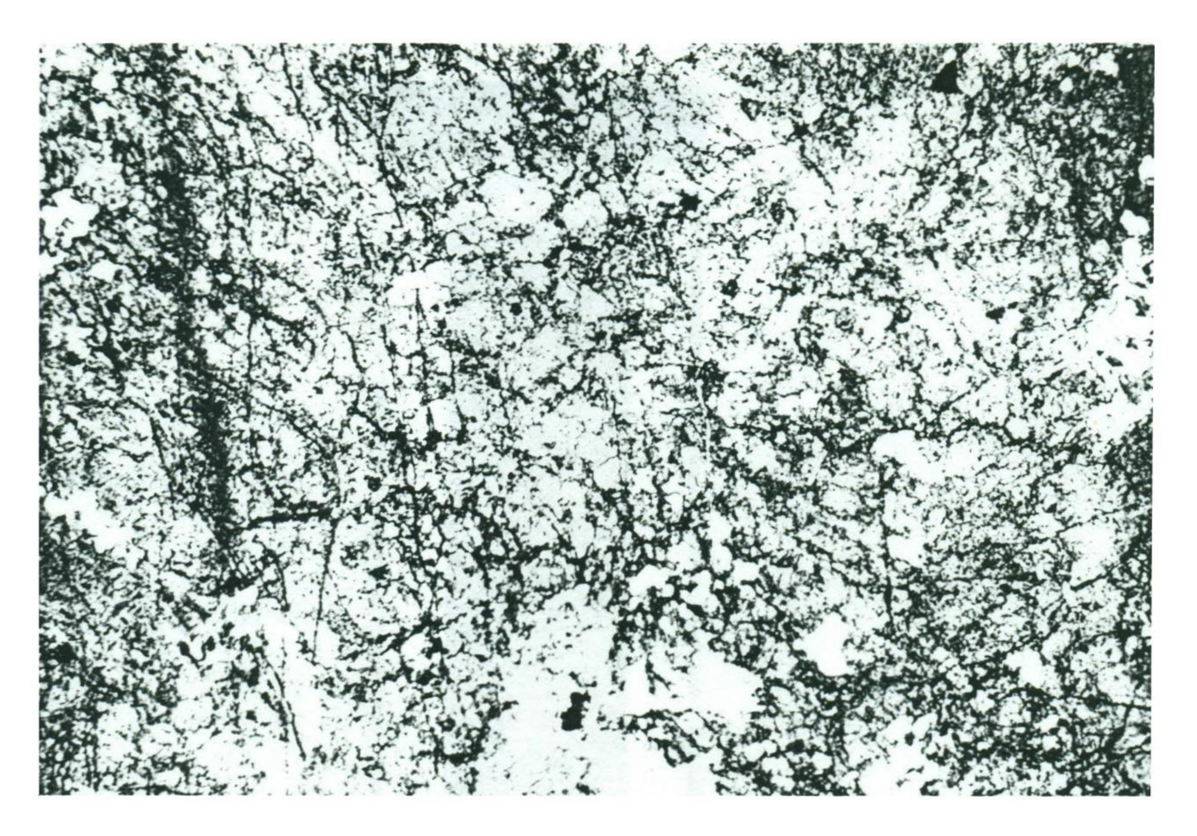
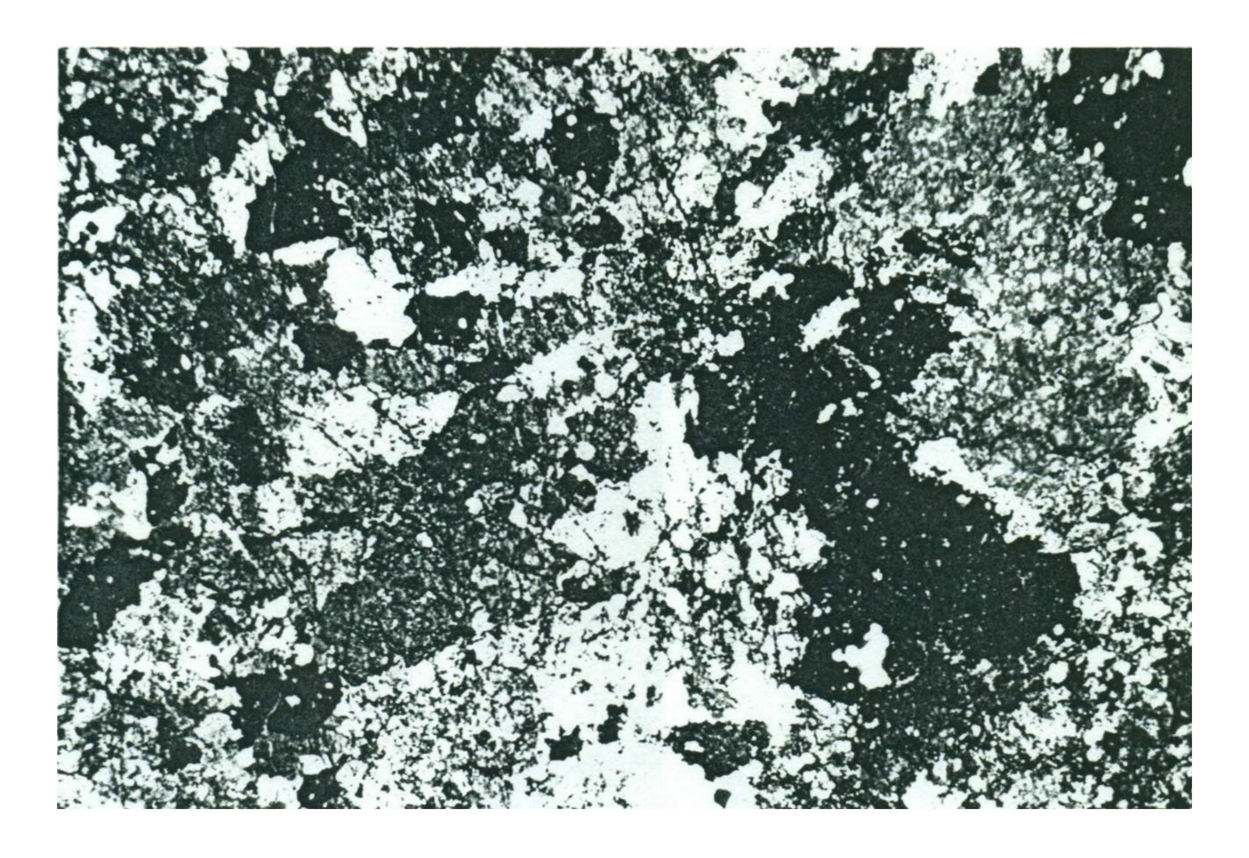


Lámina 14B: Misma vista (292B) en XPL



4. Descripciones detalladas de especímenes seleccionados

- **266 — Calco-esquisto epidotizado**

Mineral	Proporción modal aproximada
Cuarzo	60%
Anfíbol verde	5%
Granate	2%
Epidota	30%
Opacos (pirita)	2%
Esfalerita (?)	<1%

El cuarzo es fino-granular (≈ 0.1 mm) con una morfología poligonal y textura metamórfica granoblástica. Los granos exhiben una ligera elongación, que junto con la orientación preferencial de los prismas de anfíbol definen una esquistosidad. El anfíbol es verde en la sección delgada y podría ser actinolita u hornblenda. Se observa un capeamiento composicional paralelo a la esquistosidad definido por variaciones en las proporciones relativas de anfíbol y cuarzo, y también por la presencia de láminas que contienen diminutos granates color salmón. También hay unos pocos porfiroblastos de granate (hasta ≈ 1 mm) que están envueltos alrededor de la esquistosidad. Por tanto, el granate, anfíbol y gran parte del cuarzo cristalizaron durante la fase de metamorfismo regional. El granate y anfíbol cálcico sugieren que este ensamble representa a un sedimento silíceo (calcáreo) impuro metamorfizado.

La epidota se presenta en gran parte como masas irregulares que son semiconcordantes a la fábrica metamórfica y exhibe una extrema variación en el tamaño de grano (<0.01 mm hasta ≈ 1 mm). Los cristales más grandes tienen una marcada zonación composicional y algunos incluyen pequeñas proporciones de un material café rojizo que posiblemente sea la variedad manganífera (piemontita). La presencia de masas de epidota en forma de vetillas, que son fuertemente discordantes a la esquistosidad y también la asociación local con vetas de cuarzo de grano grueso, sugieren que este mineral es secundario (i.e. posterior al metamorfismo regional). Sin embargo, es posible que algo de epidota fino-granular que se encuentre como granos aislados asociados con el cuarzo y anfíbol, sea parte del ensamble del metamorfismo regional (La naturaleza remplazante de la mayoría de epidota es más obvia en la muestra de mano).

Opacos xenomorfos a subidiomorfos (aparentemente la mayoría es pirita) se presentan como diseminaciones, pero están relativamente concentrados en pequeños volúmenes de la roca. Un mineral café, de alto relieve, isotrópico, asumido como esfalerita, ocurre particularmente en orillos de los granates más grandes, sugiriendo que fue concentrada ya sea hacia el final o después del metamorfismo regional. No hay indicaciones inequívocas del sitio preciso que ocupan en la paragénesis de los sulfuros.

Petrogénesis: Una arenisca argilácea y calcárea, o un chert, metamorfizado regionalmente, que experimentó alteración epidota-cuarzo después de la formación de la fábrica dúctil.

Lámina 15A: Esquisto calco-silicático (266) con remplazamiento de epidota (izquierda superior-derecha inferior) – PPL, campo de visión 8 mm

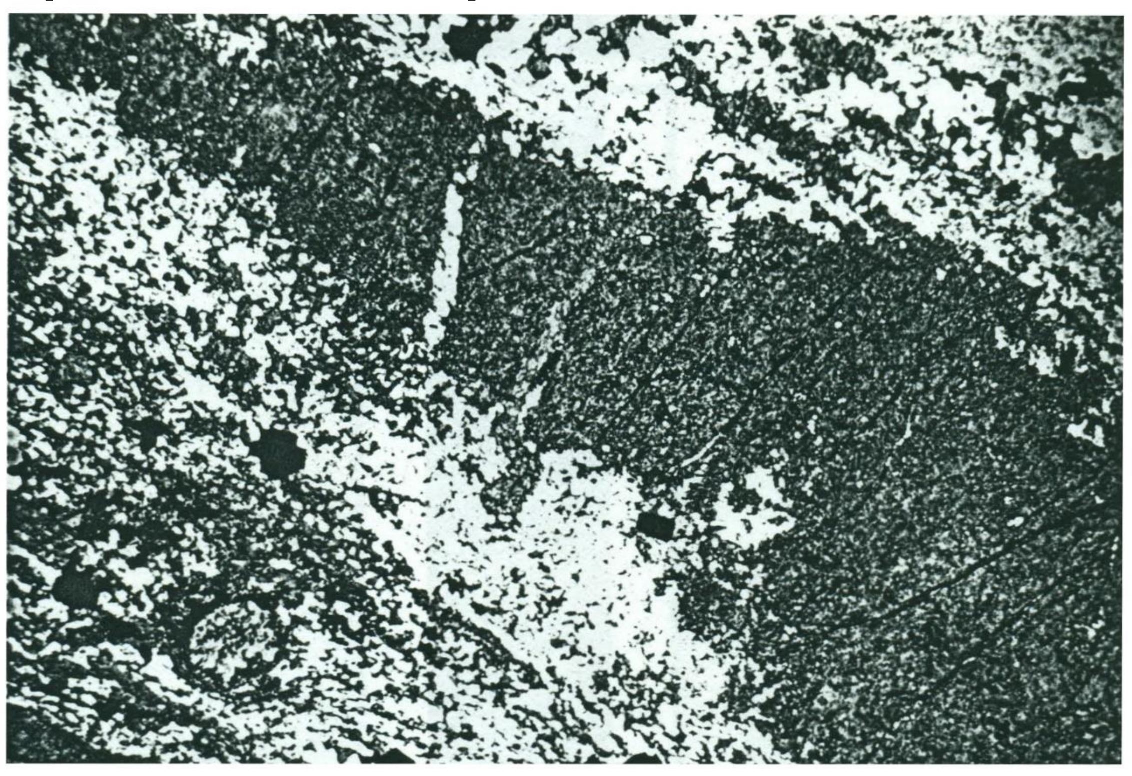


Lámina 15B: Esquisto calco-silicático (266) con parche de remplazamiento de epidota, con relicto de anfíbol alterado (centro) y zonas composicionales rojas-cafés (probablemente manganíferas) – PPL, campo de visión 3.5 mm



Lámina 15C: Porfiroblasto de granate de metamorfismo regional en un esquisto calco-silicático (266) envuelto por la fábrica del anfíbol, y asociado con esfalerita (?opaco) – PPL, campo de visión 3.5 mm

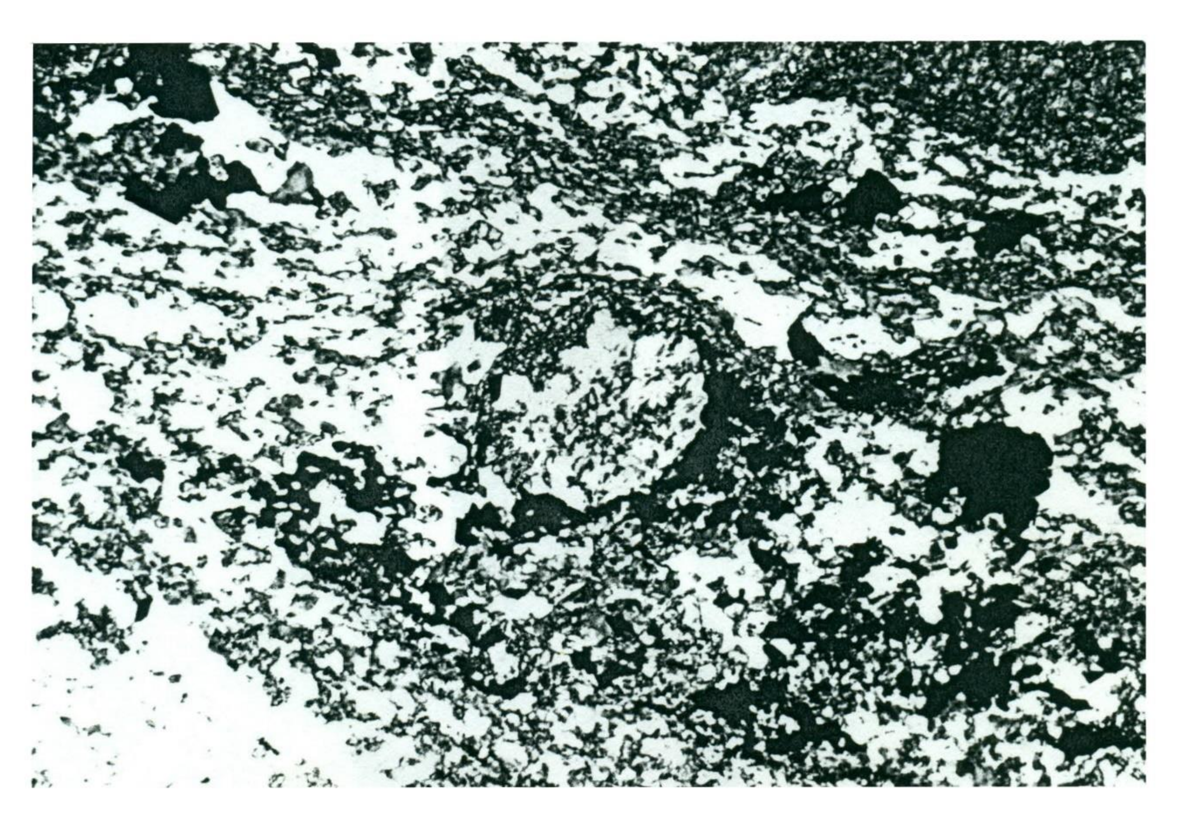


Lámina 16A: Veta de granate-epidota (izquierda), veta de epidota-pirrotina (derecha) y porfiroblastos de granate, en una anfibolita alterada (267A) – PPL, campo de visión 8 mm

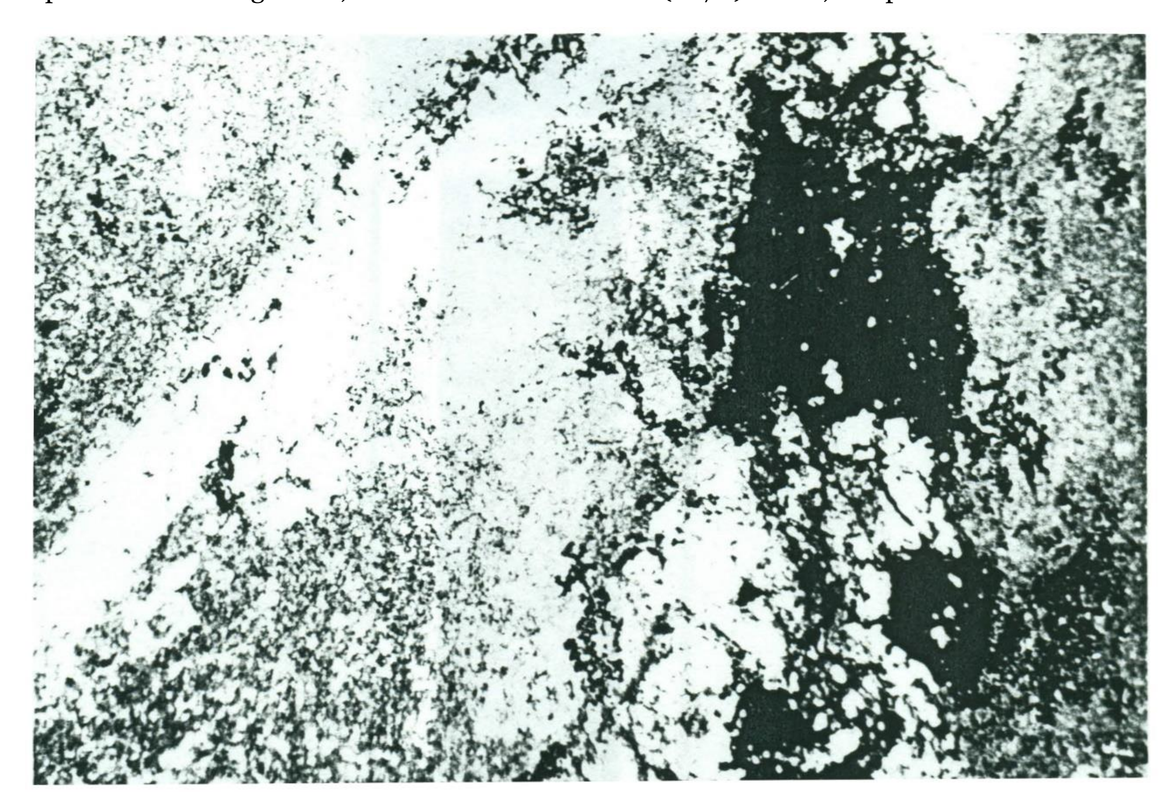
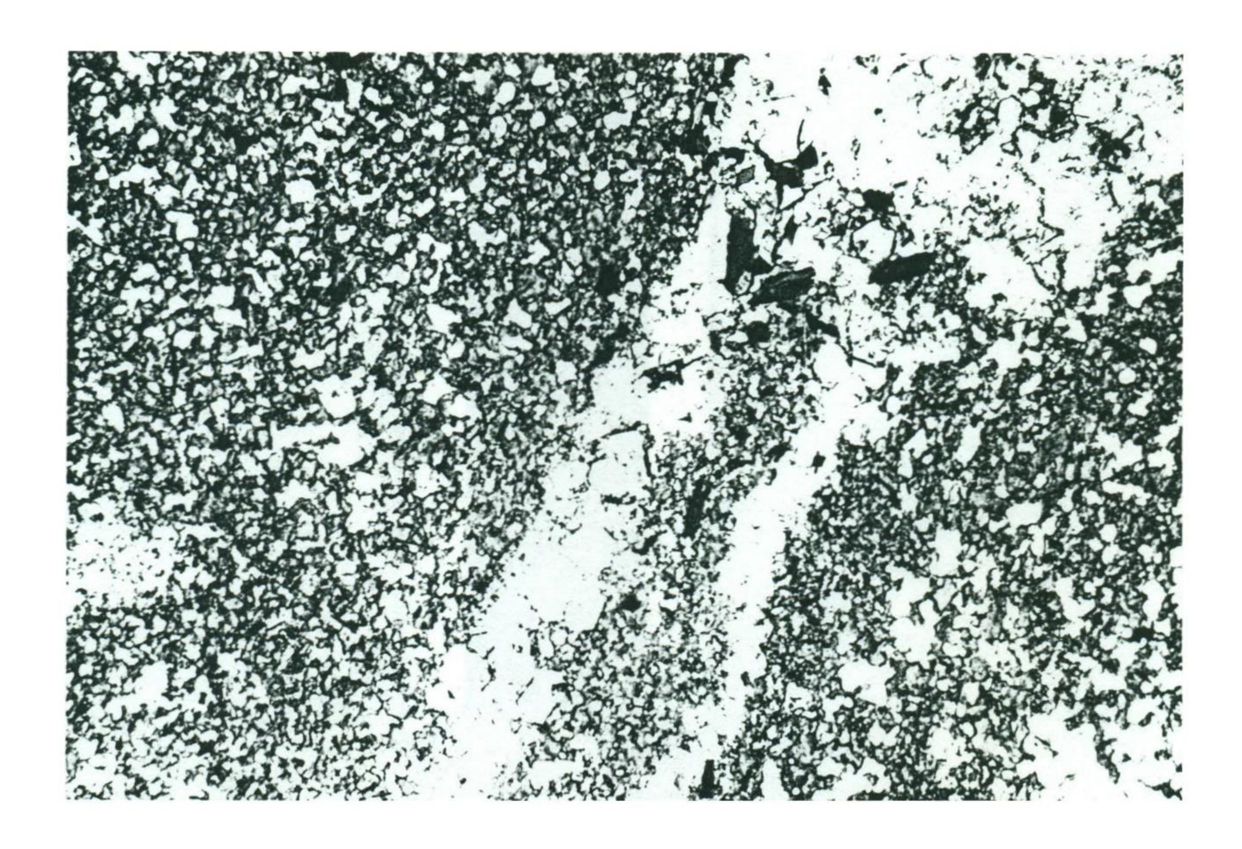


Lámina 16B: Vetas de granate-epidota asociadas con anfíbol negro en una anfibolita alterada (267A) – PPL, campo de visión 3.5 mm



- **267A — Anfibolita alterada (granate-Ca, epidota, pirrotina, anfíbol)**

Mineral	Proporción modal aproximada
Roca hospedante	
Anfíbol verde (hornblenda/actinolita)	50%
Cuarzo 1	10%
Esfena	traza
Alteración	
Granate-Ca	20%
Epidota	10%
Cuarzo 2	1%
Anfíbol verde oscuro (ferroactinolita?)	1%
Carbonato	traza
Pirrotina	7%
Calcopirita	traza

La roca hospedante es una anfibolita fino-granular con un capeamiento composicional definido por las variaciones de las proporciones relativas del anfíbol y cuarzo. Los granos de anfíbol tienen una orientación preferencial que le da a la roca una fábrica metamórfica paralela al capeamiento. Esta fábrica es muy débil debido a que la mayoría de granos de anfíbol tienen un hábito muy pequeño y ancho.

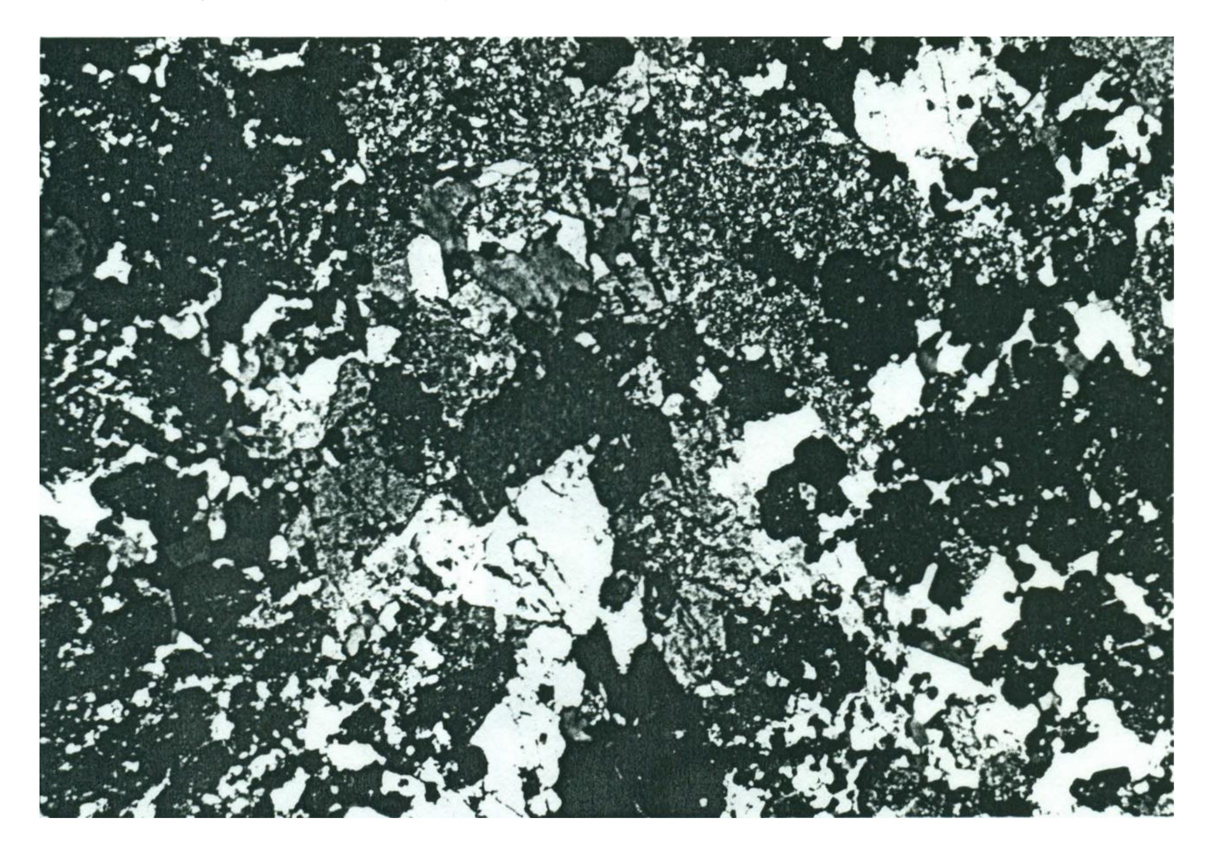
La alteración es texturalmente compleja. El granate exhibe una anisotropía anómala indicando que es una variedad cálcica. Se presenta en dos escenarios texturales. El primero como porfiroblastos (≈ 1-2 mm) subidiomorfos, zonados, dentro de la anfibolita, relativamente concentrados en ciertas partes de la roca. Los porfiroblastos contienen inclusiones del anfíbol de la roca hospedante y crecieron en dos etapas. Se caracterizan por ser casi incoloros, con núcleos fuertemente zonados (birrefringencia), rodeados por bordes anaranjados casi isótropos. Este último material es ópticamente similar a la segunda forma de granate que se presenta como granos relativamente pequeños dentro de vetas en donde está asociado con la epidota, sulfuros y pequeñas cantidades de cuarzo y carbonato secundario. La epidota es el mineral dominante en estas vetas, y los sulfuros, el cuarzo y los carbonatos parecen haber sido introducidos en una etapa un poco posterior a la cristalización de la asociación granate-epidota. Los sulfuros están relativamente concentrados en orillos parcialmente remplazados alrededor de estas vetas (i.e. en la anfibolita hospedante) y localmente han invadido las fracturas de los porfiroblastos de granate. Estos orillos se caracterizan por el desarrollo de una segunda forma de anfíbol que tiene un fuerte color y pleocroísmo. Se asume que es rico en Fe (posiblemente ferroactinolita) y por lo general tiene un hábito acicular, particularmente donde está intercrecido con pirrotina. El ensamble de sulfuros se compone mayormente de pirrotina que está localmente intercrecida con cantidades muy pequeñas de calcopirita. No existen minerales de óxidos en la roca.

Petrogénesis: Una roca básica regionalmente metamorfizada que experimentó 3 etapas de alteración después del desarrollo de la fábrica dúctil. Esto involucra: 1) metasomatismo-Ca con la formación de porfiroblastos de granate-Ca, 2) una segunda fase de metasomatismo-Ca formando vetas de granate-epidota y sobrecrecimientos en los porfiroblastos más tempranos, y 3) introducción de pirrotina-calcopirita-cuarzo-carbonato en, y alrededor de, las vetas de la etapa 2, asociada con la formación de anfíbol rico en Fe en los orillos de las vetas alteradas.

Lámina 17A: Skarn (285A) con clinopiroxeno (centro)-anfíbol (granos pequeños verdes azulados)-granate-epidota-cuarzo – PPL, campo de visión 3.5 mm



Lámina 17B: Misma vista (285A) en XPL



- **285A — "Skarn" con grosularia-clinopiroxeno-anfíbol-epidota**

Mineral	Proporción modal aproximada
Granate	40%
Clinopiroxeno verde	10%
Anfíbol verde	5%
Epidota	15%
Calcita	10%
Cuarzo	20%
Opacos	1%

El granate exhibe anisotropía anómala (usualmente característica de los granates-Ca) y tiene un color rosado-blanco en muestra de mano sugiriendo que es grosularia. Se presenta como agregados de granos pequeños, subidiomorfos y también como porfiroblastos con textura de tamiz con abundantes inclusiones, predominantemente de calcita. El granate está zonado composicionalmente y existen pequeños granos individuales y zonas en granos más grandes con un fuerte color café que podrían ser más ricos en Fe y/o Mn. El clinopiroxeno es negro en muestra de mano y tiene un fuerte color verde en la sección delgada, lo que sugiere que es hedenbergita. También se presenta como granos poiquilíticos (hasta de ≈ 2 mm) con inclusiones de cuarzo, anfíbol y calcita. El anfíbol es verde en la sección delgada y podría ser actinolita u hornblenda. Además de las inclusiones, el cuarzo, la calcita y el anfíbol se presentan como agregados intersticiales al granate y clinopiroxeno. Existen algunos parches de casi solo cuarzo granoblástico de varios mm de tamaño. La epidota tiene una distribución moteada y un poco se encuentra con la calcita en las vetas que con certeza son posteriores a los otros minerales. Los minerales opacos están diseminados por toda la roca y no muestran alguna relación en particular con las vetas.

La roca tiene una textura aleatoria heterogénea y no hay rasgos que puedan ser inequívocamente asignados al metamorfismo regional evidente en otras rocas de este conjunto.

Petrogénesis: La mineralogía de skarn y ausencia de fábrica metamórfica sugieren que es una roca metasomática. No hay evidencia directa de su protolito.

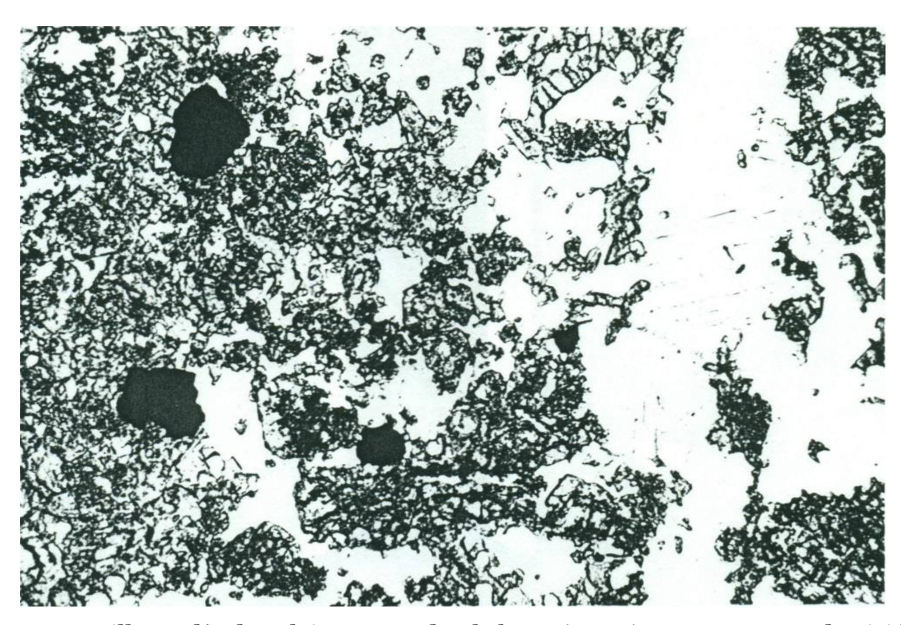


Lámina 17C: Vetilla tardía de calcita cortando al skarn (285A) – PPL, campo de visión 3.5 mm

- **286G — Anfibolita alterada (epidota, granate-Ca, magnetita)**

Mineral	Proporción modal aproximada
Anfíbol verde (hornblenda/actinolita)	55%
Epidota	30%
Granate-Ca	5%
Cuarzo	3%
Carbonato	traza
Magnetita	5%
Pirita	traza
Calcopirita	traza

Un esquisto de grano medio con anfíbol. La fracción relicta de anfibolita es casi monominerálica y los granos prismáticos de anfíbol exhiben una orientación preferencial moderadamente fuerte. Parches semidiscordantes a fuertemente discordantes y remplazamientos en forma de veta con material rico en Ca tienen una distribución muy heterogénea. Existe una separación textural de los minerales secundarios donde la epidota se presenta como agregados monominerálicos de grano medio; el granate en intercrecimientos locales con cuarzo; la magnetita como granos idiomórficos individuales que están diseminados aleatoriamente por toda la roca (i.e. este mineral no está concentrado en alguna capa en específico y no tiene relación con la fábrica metamórfica – por tanto, se asume que pertenece al ensamble secundario). Los granos de epidota exhiben una leve zonación composicional. El granate tiene una anisotropía anómala que revela una leve zonación y su carácter cálcico. Éste ocurre como agregados y como granos parcialmente idiomorfos rodeados por cuarzo poligonal y (menos común) intercrecimientos de carbonato. Esta última forma del granate está típicamente nucleada en grumos de anfíbol relicto. Pequeñas cantidades de pirita fino-granular tienen una cercana asociación entre ella misma y al parecer también con los granos de magnetita.

Petrogénesis: Una roca básica regionalmente metamorfizada que experimentó metasomatismo Ca- y mineralización de magnetita después del desarrollo de la fábrica dúctil.

Lámina 18A: Skarn (286G) con epidota (verde amarillento)-clinopiroxeno (verde)-granate-magnetita– PPL, campo de visión 3.5 mm

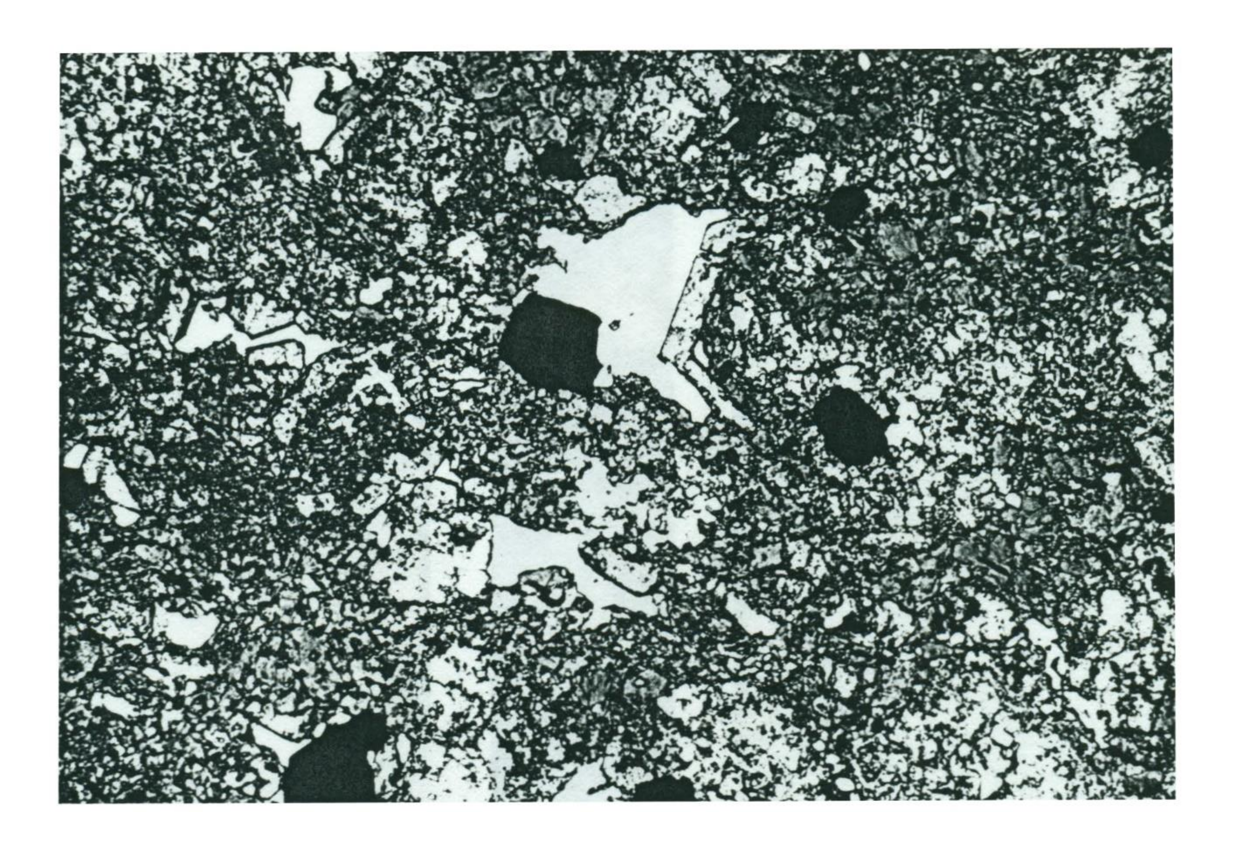
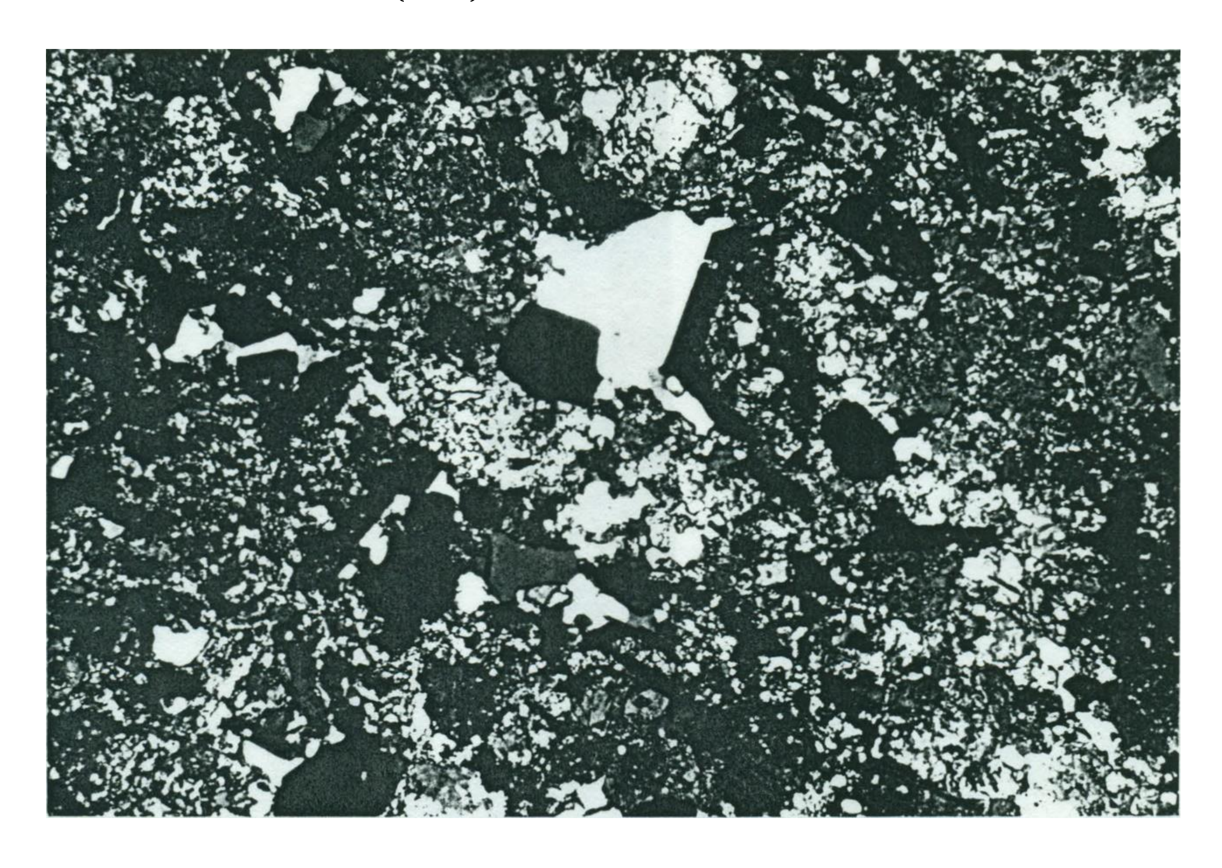


Lámina 18B: Misma vista (286G) en XPL



- **288A — Mármol silíceo impuro**

Mineral	Proporción modal aproximada
Calcita	60%
Cuarzo	25%
Granate	7%
Tremolita	3%
Biotita	<1%
Clorita	1%

Un mármol composicionalmente capeado con una fuerte variación modal que involucra a todas las fases esenciales. Partes de la roca que contienen importantes cantidades de cuarzo y/o tremolita tienen una esquistosidad definida por la forma del grano y la orientación preferencial de estos minerales. Las capas ricas en calcita tienen una textura más granoblástica poligonal. El granate idiomorfo con textura de red (color salmón en muestra de mano – no debe ser confundido con las zonas rojizas de carbonato meteorizado) se presenta en agregados de pequeños granos que tienen fábricas sin-cinemáticas de inclusiones y en semejanza a las otras fases esenciales deben pertenecer a la etapa de metamorfismo regional. Localmente tiene abundantes inclusiones aleatorias de carbonato que podría ser un rasgo de alteración retrógrada. Las fases de opacos están concentradas en capas composicionales específicas y los granos más grandes están intercrecidos con las otras fases de una manera que sugiere que son parte de la paragénesis metamórfica y que por tanto fueron introducidos en la roca o antes o durante el metamorfismo. Hay parches irregulares de un material opaco extremadamente fino, que probablemente es grafito, y que es texturalmente similar al visto en el espécimen 280. Existen pequeñas cantidades de clorita más o menos por toda la roca y algo de ésta puede ser vista como un producto de alteración retrógrada de la biotita. Hay algunas vetillas monominerálicas de un cuarzo de tamaño relativamente grueso y parches de cuarzo no deformado que indican un evento de silicificación menor después del desarrollo de la fábrica dúctil.

Petrogénesis: Una caliza silícea regionalmente metamorfizada con impurezas argiláceas, dolomíticas y carbonosas.

5. Síntesis

5.1 La asociación litológica

El conjunto de rocas del área del Río Mulatos puede ser subdividido en varios tipos que incluyen:

(a) Rocas ígneas
(b) Rocas regionalmente metamorfizadas
(c) Rocas esencialmente metasomáticas
(d) Rocas problemáticas y miscelánea

Las rocas en la categoría (b) exhiben grados variables de alteración que son posteriores al metamorfismo regional (ver abajo) y probablemente existe una gradación completa entre las categorías (b) y (c). Las rocas aquí descritas como esencialmente metasomáticas son aquellas cuya mineralogía y textura se deducen en su totalidad como secundarias. La categoría (d) incluye varias rocas que no pueden ser ubicadas en las categorías (b) o (c) con completa certeza, incluye también a la serpentinita (espécimen 261) cuyo estado respecto a las otras rocas es incierto.

(a) Rocas ígneas

Dos especímenes son rocas ígneas (290 y 294). Ambas de composición intermedia, siendo dioritas o cuarzodioritas. Mientras que los minerales ígneos están fuertemente alterados, las texturas primarias se conservan en ambos casos (Lámina 13). El espécimen 290 es una roca de grano medio equigranular de un indudable origen ígneo, por otro lado, el espécimen 294 es una roca porfirítica de grano fino que sugiere un origen dentro de una intrusión de alto nivel.

(b) Rocas regionalmente metamorfizadas

La mayoría de especímenes tiene evidencia de metamorfismo regional en la forma de fábricas dúctiles y por la presencia en algunos casos de porfiroblastos sin-cinemáticos. El grado de metamorfismo es de facies esquisto verde superior hasta anfibolita. Está presente una gran diversidad de tipos composicionales sugiriendo que los protolitos incluyen un rango de sedimentos clásticos y carbonatados junto con rocas intrusivas y/o volcánicas básicas y posiblemente intermedias. Los mármoles (especímenes 268B, 280 y 288A) son predominantemente calcíticos e impuros. Son típicamente silíceos y tienen cantidades variables de grosularia (Lámina 3), tremolita y grafito (Lámina 8). El último sugiere que algunos protolitos eran calizas ricas en materia orgánica. También existen esquistos calco-silicáticos (e.g. espécimen 266, Lámina 15c) en donde el granate y anfíbol de metamorfismo regional se presentan junto con cuarzo y filosilicatos. También hay pelitas (e.g. espécimen 289, Lámina 12, y parte del espécimen 271B, Lámina 5a) y semipelitas (espécimen 293). Las rocas pelíticas, al igual que los mármoles, en ciertos casos son altamente grafíticas (Lámina 12) sugiriendo que son lutitas negras metamorfizadas. Parece no existir una verdadera formación de hierro en el conjunto, aunque es posible, no parece que la pirita en el espécimen 265 sea de origen sedimentario. Las rocas que contienen magnetita pertenecen todas al conjunto metasomático.

Gran parte de las rocas son anfibolitas (especímenes 267A, parte de 271B, 273, 285A, 286A, 286B y 286G). Probablemente son rocas básicas metamorfizadas, pero algunas de ellas quizá se derivaron de margas dolomíticas, una posibilidad que debería ser probada si datos geoquímicos razonablemente detallados estuviesen disponibles. La roca de plagioclasa (espécimen 291A) podría ser una meta-andesita.

Alteración

Aunque es más compleja en detalle, la principal alteración vista en estas rocas puede ser aproximadamente dividida en dos tipos. La primera es en general un metasomatismo-Ca más temprano expresado por remplazamientos de minerales como epidota, granate rico en calcio y tremolita, en algunos casos cuarzo. La segunda y típicamente más posterior forma de alteración es esencialmente una silicificación expresada como vetillas de cuarzo que en general contienen cantidades menores de calcita y en un caso (espécimen 286B), adularia y apatito.

Se ha reconocido metasomatismo-Ca en las rocas ígneas y también en las rocas básicas, pelíticas, semipelíticas y calco-silicáticas metamorfizadas regionalmente. La mayoría de las rocas metasomáticas (skarns), discutidas abajo, parecen ser formas extremas de esta alteración.

Las dos rocas ígneas (especímenes 290 y 294, Lámina 13) exhiben una forma distintiva de alteración caracterizada por epidota, tremolita y esfena. Los listones de tremolita tienen una orientación preferencial lo que genera en la roca una apariencia foliada, incluso cuando la textura ígnea parece no-deformada.

La alteración de rocas metamórficas está dominada por el desarrollo de epidota secundaria (Láminas 1, 6, 11a, 15, 16) aunque en algunos casos parece que este mineral fue antecedido por granate-Ca (e.g. en el espécimen 267A). La naturaleza remplazante de estos calco-silicatos a veces es más obvia en las superficies de corte de las muestras de mano que en las secciones delgadas. Por lo general los granates exhiben sobrecrecimientos de un material de color más fuerte (más rico en Fe y posiblemente andradítico) que parece ser coetáneo con la epidota. Esto indicaría que las condiciones llegaron a ser más oxidantes conforme continuaba el metasomatismo-Ca. Una consecuencia de este estilo de alteración es que algunas rocas contienen dos formas de granate completamente diferentes (i.e. granate Fe-Al de metamorfismo regional y granate cálcico metasomático, e.g. espécimen 289, Lámina 12).

La silicificación y carbonatación en vetillas afecta a todo el material presente en este conjunto, incluyendo a las rocas ígneas, en primera instancia metasomatizadas-Ca, y a los skarns (Láminas 1, 2, 4, 10, 11a, 17c). En vista de la asociación de oro con vetas de cuarzo-adularia en Nambija, es importante notar que el espécimen 286B contiene pequeñas cantidades de adularia en vetas tardías de cuarzo y que el feldespato muestra una íntima afinidad textural con los minerales opacos en la roca. Otros miembros de la serie 286 contienen similares vetillas de cuarzo, pero carecen del feldespato.

Unas pocas rocas contienen porfiroblastos de biotita o flogopita post-cinemáticos, que son interesantes debido a que representan una forma distinta de metasomatismo-K en el conjunto (especímenes 265 y 273, Láminas 1 y 6).

La presente investigación no ha abarcado un estudio detallado de la mineralogía de las menas de estas rocas. Sin embargo, parecería que, a partir de los limitados datos disponibles, en la mayoría de casos los sulfuros (pirrotina, pirita y calcopirita) fueron introducidos durante el intervalo de duración de la última parte (epidota) del metasomatismo-Ca y el desarrollo tardío de vetas. Dos rocas (266 y 280) contienen un mineral de alto relieve, isótropo, que se considera como esfalerita y cuya paragénesis es incierta.

(c) Rocas metasomáticas

Con una excepción (la turmalinita, espécimen 269B) todas las rocas clasificadas aquí como metasomáticas se componen predominantemente de silicatos ricos en calcio y pueden ser denominadas "skarns". Como se mencionó anteriormente, parecen ser los productos extremos del metasomatismo-Ca. Los skarns exhiben un amplio rango textural y composicional. Los skarns poliminerálicos incluyen ejemplares con proporciones variables de epidota, granate-Ca, anfíbol, clinopiroxeno verde (considerado como hedenbergita) con o sin magnetita, carbonato y cuarzo (Láminas 9, 17 y 18). Estas rocas se caracterizan por la ausencia de fábricas metamórficas regionales, pero tendrían capas o texturas dominales definidas por el tamaño de grano y variaciones en la moda. También existen skarns esencialmente monominerálicos e incluyen skarn de diópsido (espécimen 274, Lámina 7), skarn de epidota (espécimen 292B, Lámina 14) y skarn de clinozoisita (espécimen 267H, Lámina 2). El skarn de diópsido es único en este conjunto, es la única roca con una composición alta en magnesio.

El conjunto incluye varias rocas problemáticas que podrían ser skarns o sólo rocas metamórficas parcialmente modificadas. Éstas incluyen a rocas con clinopiroxeno-epidota-anfíbol (especímenes 286C-E, Lámina 11b) y a la roca con cuarzo-grosularia (espécimen 285C, Lámina 10).

La turmalinita (espécimen 269B, Lámina 4) es una distintiva roca metasomática que indica que, localmente, en la secuencia se infiltraron fluidos ricos en Boro (B). Esto sería importante debido a que tal alteración es usualmente encontrada en asociación con rocas graníticas de composición más evolucionada que las dioritas que han sido muestreadas. Intrusiones más silícicas deben estar presentes en el área.

5.2 Interpretación general

El carácter de la alteración, los skarns y la composición de las rocas ígneas en este conjunto, sugieren que esto es un ejemplo de una asociación de skarn cálcico-magnetítico (en el sentido de Einaudi et al., 1981, Geología Económica, Volumen del Aniversario 75, pp. 317-391). Este tipo de skarn corresponde a una asociación ampliamente distribuida de intrusiones dioríticas de alto nivel en complejos de arco de isla. Aunque el conjunto como un todo carece de evidencia de actividad intrusiva acídica más evolucionada y de la alteración potásica característica de los depósitos auríferos de Nambija, existen indicaciones alentadoras de que tales aspectos estarían presentes en el distrito Río Mulatos.

APÉNDICE 6

Estudio petrográfico de rocas del conjunto granítico Tres Lagunas

por

M. P. Atherton

Estudio auspiciado por B. P. Petroleum (Quito)

Traducción al español por Stalyn Paucar (2021)

FROM THE JANE HERDMAN LABORATORIES
DEPARTMENT OF GEOLOGICAL SCIENCES

TEL: 051-709-602
TELEX NO: 627095 UNILPL

BROWNLOW STREET P.O. BOX 147 LIVERPOOL L69 3BX

The University of Liverpool

Friday 18th December

Dear Mike

Here, a little late, due to our work on our Status re the new Structuring on University Geology departments, are my thoughts on the Ecuador granites. They are I must say very interesting and clearly 'S' type on the old basis/criteria. However they are not strongly peraluminous and look like some of the Lachlan belt types which may well be crustal melts but may not have formed in a collisional setting as might be implied by their 'S' type character. Indeed the Lachlan granites appear to have formed on craton.

I trust this helps.

Yours Sincerely

Michael Atherton

Granitos del Ecuador

Los cuatro especímenes de 'granitoide' contienen el mismo ensamble mineral, es decir cuarzo, feldespato-K, plagioclasa, biotita, con menores cantidades de granate, clorita, moscovita, epidota, esfena y minerales de mena. Dos de los especímenes tienen evidencia de fuerte deformación: textura en mortero en el cuarzo, donde grandes, deformados granos de cuarzo son rodeados por pequeños cuarzos recocidos, e.g. poligonización de los bordes. Grandes fenocristales de biotita también están deformados. Los feldespatos tienen menos evidencia de deformación, aunque frecuentemente están fracturados.

En las cuatro rocas la **biotita** es grande con redes sageníticas de rutilo; es de color café corroído y parece que ha sido decolorada. Texturalmente es temprana, a veces con hermosas formas pseudohexagonales y tiene halos pleocroicos, así como inclusiones de apatito y minerales de mena. A veces está cloritizada.

La **plagioclasa** forma grandes fenocristales con sericitización característica en las partes internas del cristal, mientras que la parte externa está menos alterada o no lo está (albítica?). En contraste, el **feldespato-K**, que es pertítico, está casi inalterado. Se presenta como grandes cristales que contienen pequeñas inclusiones rectangulares de plagioclasa y no es un mineral tardío en la secuencia de cristalización. Ocasionalmente contiene biotita euhedral.

La **moscovita** se presenta como una alteración sericítica de la plagioclasa, y rara vez como grandes hojuelas o en asociación con la clorita en una aparente textura de sobrecrecimiento. El **granate** se encuentra como granos euhedrales a veces en clústers, confinado a la plagioclasa donde ocurre 'después' de la sericitización. A menudo se presenta con epidota/zoisita tardía.

Existe **epidota/zoisita** como pequeños cristales prismáticos o como masas en la plagioclasa alterada; ocasionalmente como crecimientos radiales asociados con el granate. Parece que es el resultado de la alteración de la plagioclasa-Ca y también estaría remplazando a la biotita.

La **esfena** es invariablemente un producto de alteración de minerales de mena a los que rodea. No se presenta como un mineral primario. La mena probablemente es **ilmenita** pues a menudo forma largos cristales prismáticos.

Generalidades

En el diagrama Qz-Kf-Plag la moda de dos de las rocas se grafica cerca del límite entre granodiorita y adamelita. Se encuentran justo en el campo de los granitos tipo-S del Cinturón plegado de Lachlan, Australia (Chappell y White, 1992). La ausencia de hornblenda, la abundancia de biotita color rojo-zorro con halos pleocroicos, la ausencia de esfena primaria, la presencia de moscovita, granate y, también de esfena secundaria después de ilmenita son indicadores de un granito tipo-S. Sin embargo, el granate y la epidota son secundarios y se relacionan a la alteración de plagioclasa rica en Ca. Estos granitoides han experimentado una fuerte deformación y metamorfismo, i.e. la peraluminosidad indicada por el granate y la moscovita es principalmente secundaria. Por tanto, de acuerdo con su mineralogía, las rocas sólo son medianamente peraluminosas. No se ven como los clásicos tipo-I peruanos, más bien son tipo-S, ligeramente peraluminosos sin cordierita como lo requiere la última clasificación. Para establecer firmemente su ambiente tectónico, lo que no es absolutamente posible, será necesario ver los miembros más básicos de este linaje y realizar algo de geoquímica.

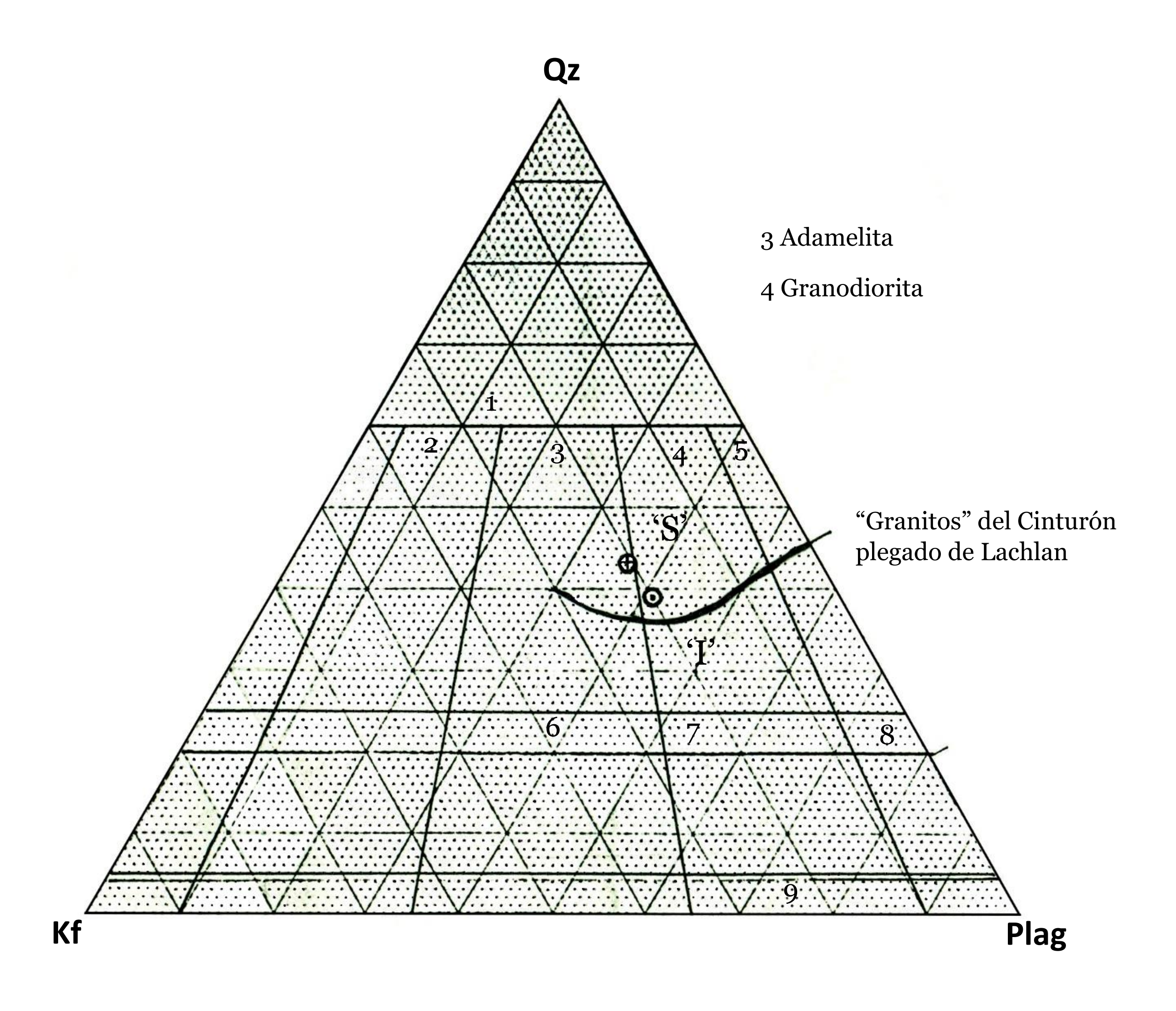
M. P. Atherton

Diciembre 1987

Muestras estudiadas

CR-FV-330	Plutón Tres Lagunas
CR-FV-333-A	Plutón Tres Lagunas
CR-FV-331	Bloques/afloramiento de la Mina Peggy
CR-FV-332	Bloques/afloramiento de la Mina Peggy

Diagrama Streckeisen modificado



APÉNDICE 7

Estudios de inclusiones fluidas de rocas de las áreas de Nambija y Portovelo

por

T. J. Shepherd
(BGS)

Traducción al español por Stalyn Paucar (2021)



British Geological Survey

64 Gray's Inn Road
London WCIX 8NG

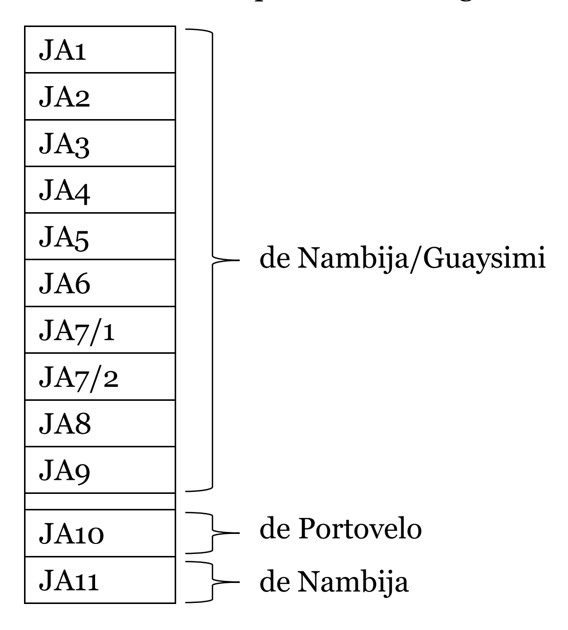
Telephone 01-242-4531

Estudios de inclusiones fluidas en las rocas del área de Nambija y Portovelo

por

Dr. T. J. Shepherd

Realicé secciones pulidas de las siguientes muestras:



Muestra	Procedencia
JA1	de Nambija/Guaysimi
JA2	de Nambija/Guaysimi
JA3	de Nambija/Guaysimi
JA4	de Nambija/Guaysimi
JA5	de Nambija/Guaysimi
JA6	de Nambija/Guaysimi
JA7/1	de Nambija/Guaysimi
JA7/2	de Nambija/Guaysimi
JA8	de Nambija/Guaysimi
JA9	de Nambija/Guaysimi
JA10	de Portovelo
JA11	de Nambija

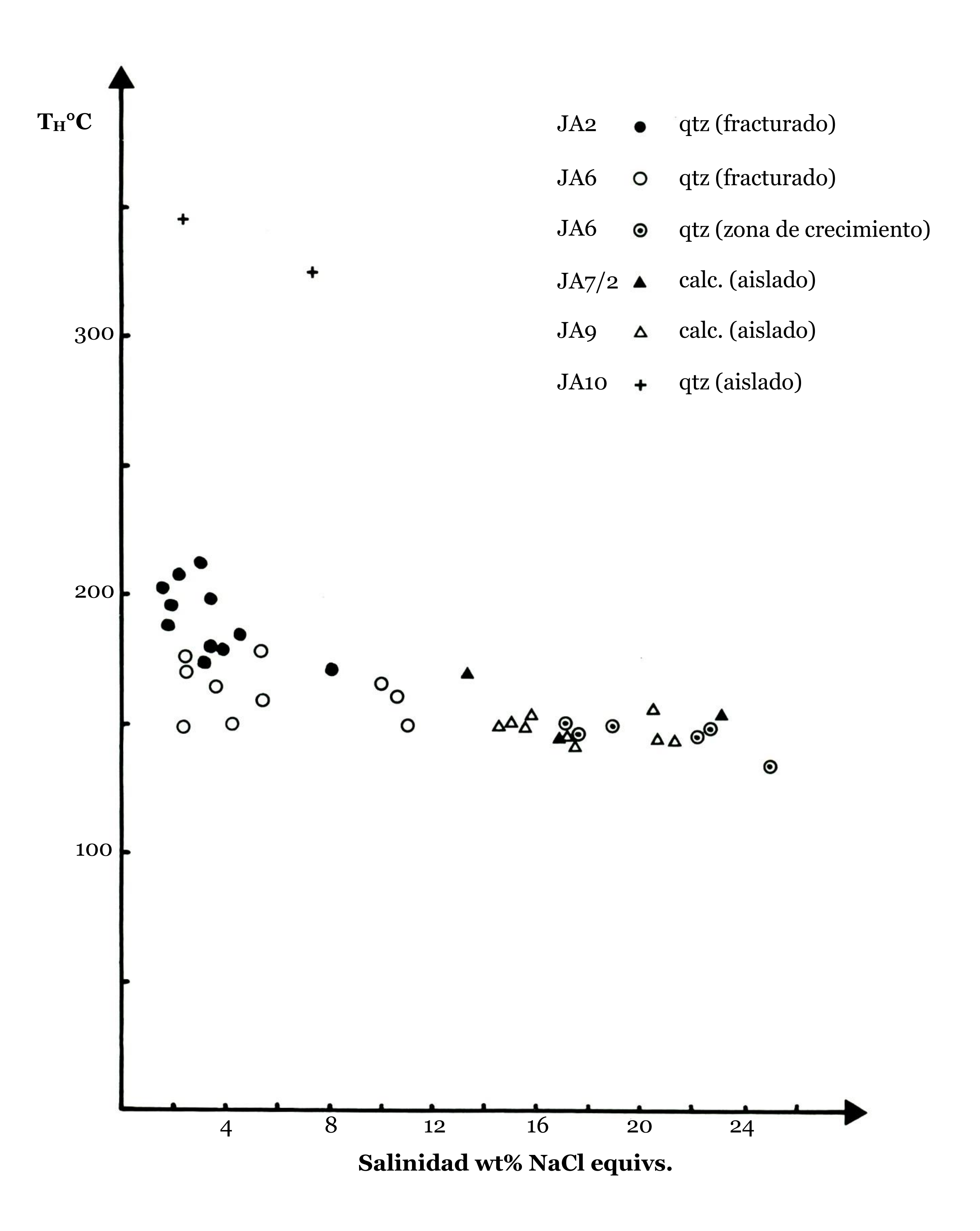
De éstas, sólo JA2, JA6, JA7/2, JA9 y JA10 contenían inclusiones adecuadas para el análisis termométrico. Las demás muestras fueron o tectonizadas, en tal caso las inclusiones fueron seriamente deformadas o fracturadas, o tenían inclusiones con tamaños menores a 2 micrones. Es evidente que los granates (i.e. JA2, JA6, JA8 y JA9) no contienen inclusiones líquidas. Una gran sorpresa dado el trabajo reportado por otros investigadores de skarns. No tengo una explicación, pero estoy seguro que jamás existieron inclusiones líquidas en estos cristales. Las inclusiones fluidas ocurren exclusivamente en el cuarzo y la calcita. Por lo general, son tipos de 2 fases (líquida + vapor), que se homogenizan en una fase líquida, excepto por aquella en JA10 donde algo se homogeniza en la fase de vapor o exhibe una homogenización crítica. El mejor material con inclusiones es el cuarzo, el cual sobrecrece a los granates zonados y al relleno tardío de calcita. Tengo descripciones completas para cada muestra, pero aquí sólo reportaré los resultados termométricos de JA2, JA6, JA7/2, JA9 y JA10 (ver tabla).

Como se esperaba JA10 es anómala. En el cuarzo las inclusiones, generalmente, están controladas por fracturas, es decir, ocupan fracturas pequeñas, discontinuas, cicatrizadas. Por definición esto las hace secundarias, pero en vista de que no se encuentran en los granates, tengo la opinión que están íntimamente asociadas con la deposición del cuarzo o con eventos subsiguientes (antes de la deposición de la calcita). En el gráfico TH vs Salinidad se observa que las inclusiones controladas por fracturas se encuentran en un campo restringido: 150-210°C, 2-11 wt% NaCl equivs. Sin embargo, algunos de los cristales de cuarzo exhiben una prominente zonación de crecimiento y, las inclusiones que decoran estas zonas, aunque rasgadas (una forma normal de desarrollo de este tipo de material) tienen una salinidad más alta y no exhiben una variación en la temperatura: 150°C, 17-25 wt% NaCl equivs. Por su puesto todo esto se basa en evidencia de JA6. Si ahora se considera los datos de calcita se observa que las condiciones de los fluidos son casi idénticas a aquellas que operaron durante la precipitación del cuarzo. Por tanto, si el oro está relacionado a las fracturas en el cuarzo, pero antecede a la calcita, entonces la deposición del oro se correlaciona con la introducción de fluidos de alta temperatura/baja salinidad.

JA10 proporciona evidencia a primera vista que los fluidos estaban en ebullición durante la deposición del cuarzo – véase esto al revisar los datos de la tabla.

Muestra No.	**Tipo de inclusión**	**Tfm °C**	**Tlm °C**	**Th °C**	**Salinidad Eq. wt.% NaCl**	**Comentarios**
JA2-cuarzo	2 ph, aq	-30	-1.9	177	3.2	todo controlado por fracturas, elongado
"	"	"	-1.0	189	1.8	blocoso
"	"	"	-1.3	209	2.2	blocoso, ecuante
"	"	"	-1.8	213	3.0	plano, irregular
"	"	"	-2.8	185	4.6	
"	"	-28	-1.1	197	1.9	plano, elongado
"	"	-29	-0.9	202	1.6	"
"	"			192		"
"	"	-25	-5.1	172	8.1	blocoso, irregular
"	"		-2.1	199	3.5	"
"	"	-25	-2.3	171	3.9	grande, irregular
"	"	-25	-2.2	180	3.7	"
JA6-cuarzo	2 ph, aq		-1.4	148	2.4	todo controlado por fracturas, regular
"	"		-3.4	178	5.5	"
"	"		-3.3	159	5.4	"
"	"		-2.5	150	4.2	"
"	"		-1.4	168	2.4	"
"	"		-1.4	176	2.4	"
"	"		-7.0	162	10.6	"
"	"		-6.5	165	10.0	"
"	"		-7.3	148	11.0	"
"	"		-2.2	164	3.7	"
"	"	-40	-15.0	148	18.9	todo en zonas exteriores de crecimiento, irregular
"	"	-40	-13.6	145	17.6	"
"	"	-40	-21.7		23.6	"
"	"	-40	-13.0	150	17.1	"
"	"	-46	-24.3	133	25.1	todo en zonas interiores de crecimiento, irregular P
"	"	-46	-19.5	145	22.2	"
"	"	-46	-20.3	148	22.7	"

Muestra No.	Tipo de inclusión	Tfm °C	Tlm °C	Th °C	Salinidad Eq. wt.% NaCl	Comentarios
JA7/2- calcita tardía	2 ph, aq	-56	-15.7	144	16.8	grande, aislado
"	"	-56	-12.3	169	13.4	"
"	"	-56	-20.9	154	23.1	"
"	"			141		
"	"			170		
JA9- calcita tardía	2 ph, aq	-56	-14.7	153	15.8	aislado, blocoso
"	"	-56	-14.4	148	15.5	"
"	"			138		"
"	"			144		"
"	"	-56	-13.5	148	14.6	"
"	"	-56	-13.8	150	15.0	"
"	"	-40	-18.2	142	21.3	"
"	"	-40	-17.3	144	20.6	"
"	"	-40	-15.8	143	16.9	"
"	"			145		"
"	"	-40	-16.4	140	17.5	"
"	"	-40	-17.1	155	20.5	"
JA10-cuarzo	2 ph, aq		-1.5	345	2.5	aislado, regular
"	"			344		L+V→L
"	"			351		"
"	"			361		"
"	"			360		L+V→V
"	"			368		"
"	"			367		" cerca del crítico
"	"			360		L+V→L
"	"			361		" cerca del crítico
"	"		-4.6	324	7.4	"
"	"			320		"
"	"			326		"
"	"			342		"
"	"			343		"
"	"			334		"
"	"			336		"
"	"			357		"
"	"			353		"
"	"			379		"
"	"			380		" cerca del crítico



THºC
300
200
100
4
8
12
16
20
24
Salinidad wt% NaCl equivs.
JA2 ● qtz (fracturado)
JA6 ○ qtz (fracturado)
JA6 ⊙ qtz (zona de crecimiento)
JA7/2 ▲ calc. (aislado)
JA9 △ calc. (aislado)
JA10 + qtz (aislado)

APÉNDICE 8

Una interpretación preliminar de la historia colisional del centro y sur del Ecuador y posibles controles para la geología cenozoica y mineralización polimetálica

UNA INTERPRETACIÓN PRELIMINAR DE LA HISTORIA COLISIONAL DEL CENTRO Y SUR DEL ECUADOR Y POSIBLES CONTROLES PARA LA GEOLOGÍA CENOZOICA Y DE MINERALIZACIÓN POLIMETÁLICA

J. A. Aspden (1), M. Litherland (1), E. Salazar (2)

(1) Misión Británica: Proyecto Cordillera Real

(2) INEMIN, Gerente Técnico

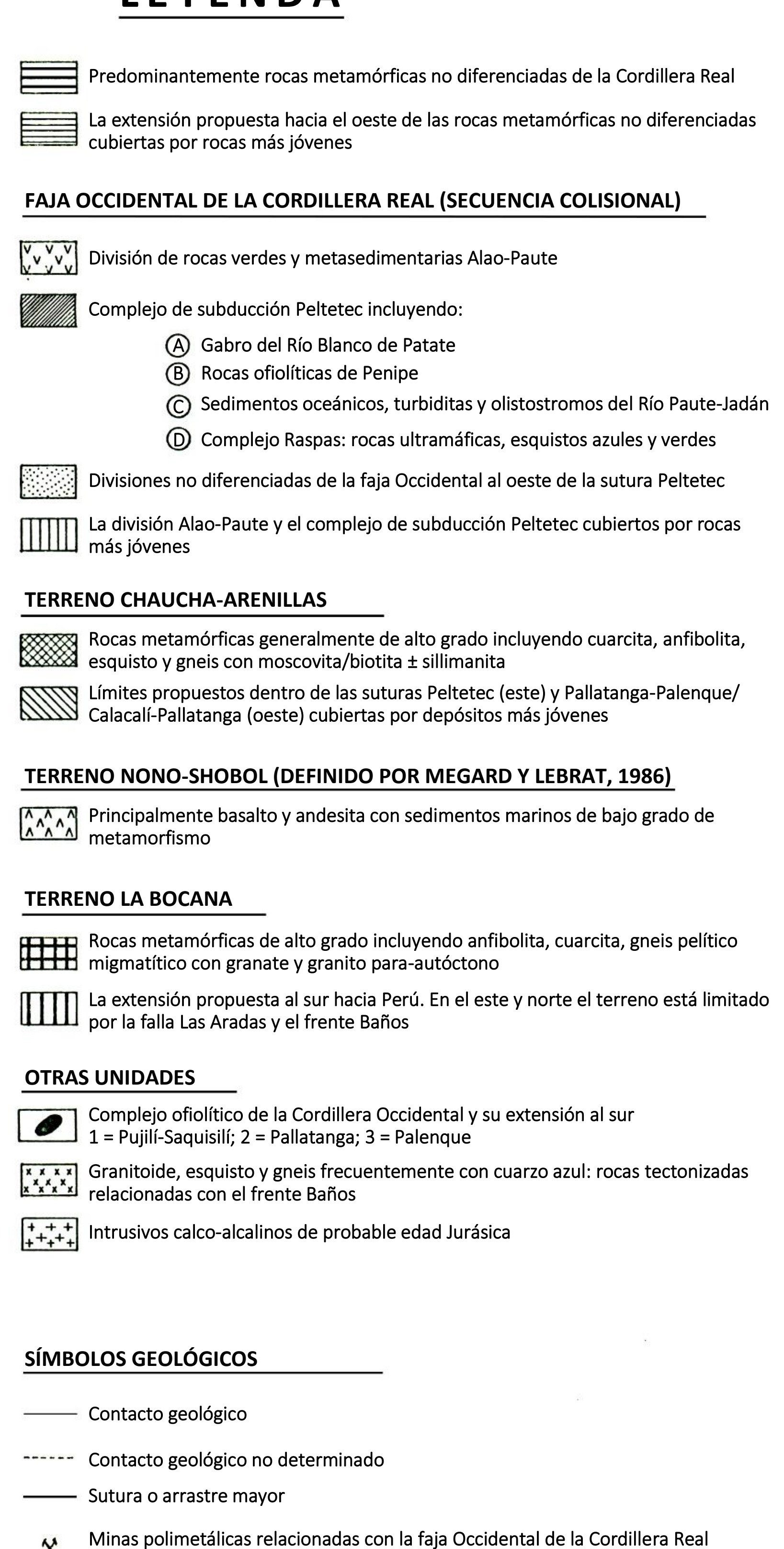
1. INTRODUCCIÓN

Este documento trata en forma breve sobre las rocas metamórficas aún no diferenciadas de la Cordillera Real; sobre la faja Occidental de la Cordillera Real (Aspden et al., 1987), con su extensión propuesta hasta Raspas (Provincia de El Oro); y propone además una interpretación con dos nuevos terrenos: Chaucha-Arenillas y La Bocana, los que reemplazan a aquellos descritos por Feininger en 1987.

En contraste con los Andes Centrales y Meridionales, los que generalmente están considerados como esencialmente autóctonos (Dalziel, 1986; Cobbing, 1985), los Andes Septentrionales incluidos en Ecuador y Colombia parecen tener una larga historia de acreción, y por lo tanto es posible que incluyan un alto porcentaje de material alóctono (McCourt et al., 1984; Aspden y McCourt, 1986; Aspden et al., 1987; Megard y Lebrat, 1986; Feininger, 1987). En este documento presentamos un mapa preliminar de terrenos del centro y sur del Ecuador. Está basado principalmente en estudios actuales sobre la naturaleza de la geología y el potencial mineral de la Cordillera Real, e incluye lo que, en efecto, es una reinterpretación de la historia tectónica de las rocas metamórficas del Ecuador suroriental.

Recientemente, varios autores han publicado estudios relacionados que tienen que ver con la existencia y reconocimiento de varios terrenos en Ecuador (e.g. Lebrat et al., 1986; Megard y Lebrat, 1986; Feininger, 1987).

La información sobre estos trabajos es tratada brevemente dentro del contexto de nuestros propios descubrimientos y se incluye cuando los resultados obtenidos son apropiados para nuestra base de datos, en aquellos sectores que se encuentran fuera del área de estudio del proyecto.


LEYENDA
Predominantemente rocas metamórficas no diferenciadas de la Cordillera Real
La extensión propuesta hacia el oeste de las rocas metamórficas no diferenciadas cubiertas por rocas más jóvenes
FAJA OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA REAL (SECUENCIA COLISIONAL)
División de rocas verdes y metasedimentarias Alao-Paute
Complejo de subducción Peltetec incluyendo:
Ⓐ Gabro del Río Blanco de Patate
Ⓑ Rocas ofiolíticas de Penipe
Ⓒ Sedimentos oceánicos, turbiditas y olistostromos del Río Paute-Jadán
Ⓓ Complejo Raspas: rocas ultramáficas, esquistos azules y verdes
Divisiones no diferenciadas de la faja Occidental al oeste de la sutura Peltetec
La división Alao-Paute y el complejo de subducción Peltetec cubiertos por rocas más jóvenes
TERRENO CHAUCHA-ARENILLAS
Rocas metamórficas generalmente de alto grado incluyendo cuarcita, anfibolita, esquisto y gneis con moscovita/biotita ± sillimanita
Límites propuestos dentro de las suturas Peltetec (este) y Pallatanga-Palenque/ Calacalí-Pallatanga (oeste) cubiertas por depósitos más jóvenes
TERRENO NONO-SHOBOL (DEFINIDO POR MEGARD Y LEBRAT, 1986)
Principalmente basalto y andesita con sedimentos marinos de bajo grado de metamorfismo
TERRENO LA BOCANA
Rocas metamórficas de alto grado incluyendo anfibolita, cuarcita, gneis pelítico migmatítico con granate y granito para-autóctono
La extensión propuesta al sur hacia Perú. En el este y norte el terreno está limitado por la falla Las Aradas y el frente Baños
OTRAS UNIDADES
Complejo ofiolítico de la Cordillera Occidental y su extensión al sur
1 = Pujilí-Saquisilí; 2 = Pallatanga; 3 = Palenque
Granitoide, esquisto y gneis frecuentemente con cuarzo azul: rocas tectonizadas relacionadas con el frente Baños
Intrusivos calco-alcalinos de probable edad Jurásica
SÍMBOLOS GEOLÓGICOS
Contacto geológico
Contacto geológico no determinado
Sutura o arrastre mayor
Minas polimetálicas relacionadas con la faja Occidental de la Cordillera Real y el frente Baños

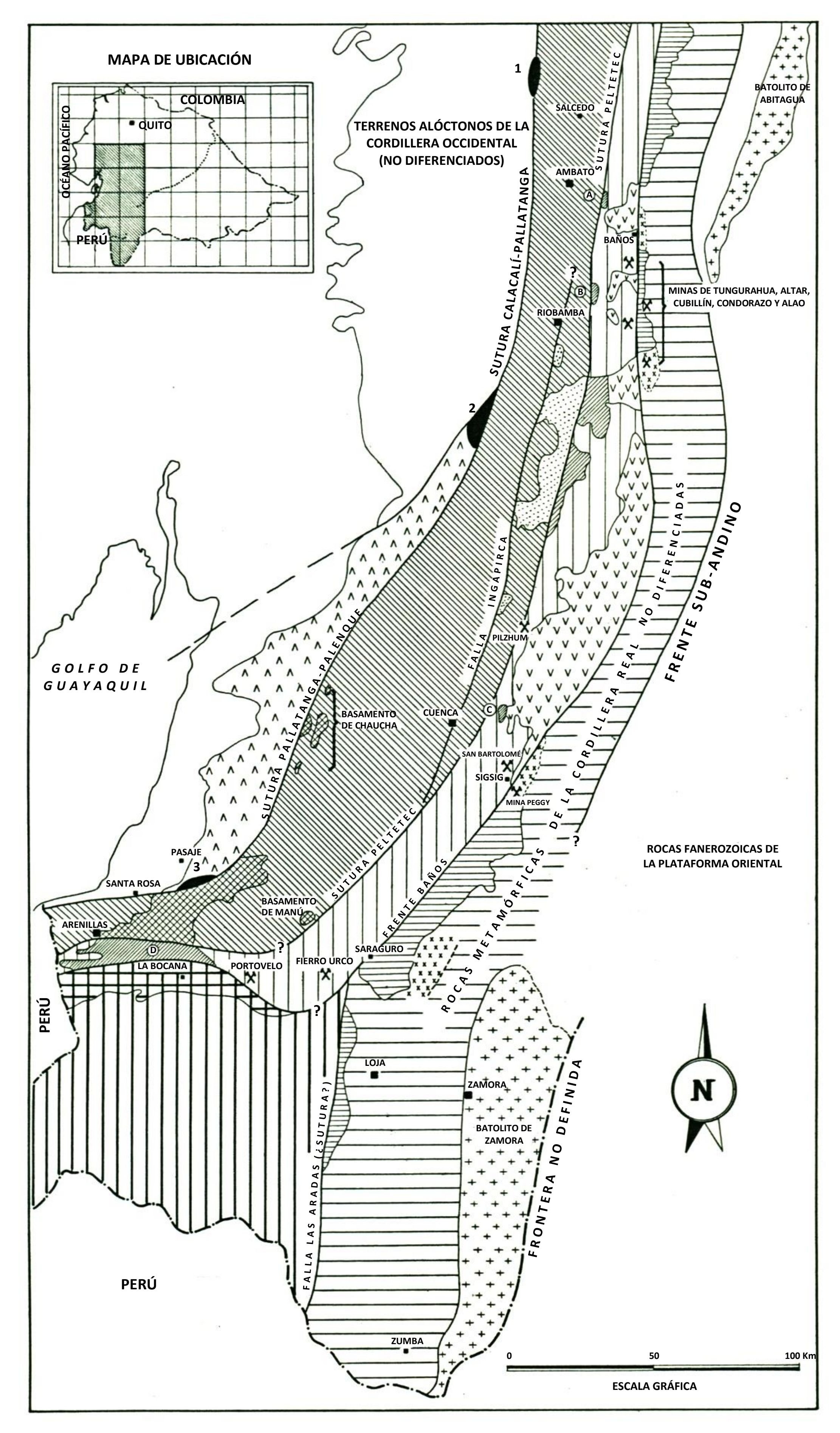


Figura 1. Mapa preliminar de los terrenos de la parte Central y Sur del Ecuador

Debemos enfatizar que el mapa del terreno es tan sólo preliminar. Bajo ningún concepto es la solución final, sino más bien una hipótesis de trabajo, la misma que deberá sin duda ser modificada cuando se obtenga mayor información. De todas maneras, creemos que nuestra interpretación representa el escenario más simple posible que contenga toda la información geológica actualmente disponible. También ayuda a explicar varios elementos de la geología ecuatoriana poco comprendidos anteriormente, y proporciona un marco unificador donde las ocurrencias minerales consideradas como aisladas pueden ser apreciadas en un contexto regional con mayor significado (ver Fig.1).

2. ROCAS METAMÓRFICAS NO DIFERENCIADAS DE LA CORDILLERA REAL

El área que se encuentra entre el frente Baños (ver Fig. 1) y la falla Las Aradas en el oeste, y el frente Subandino en el este, consiste principalmente de rocas metamórficas. Aunque varios cambios importantes han sido reconocidos dentro de este cinturón, nosotros aún no estamos en posibilidad de subdividirlo en una base regional, por lo que se presenta la Fig. 1 como una sola unidad no diferenciada. A pesar de esto, se debe poner énfasis en que indudablemente es una unidad compleja que consiste de rocas con variaciones de composición, grado de metamorfismo, y probablemente, de edad. La estructura es compleja y en algunas áreas existe evidencia de deformación penetrativa polifásica, que incluye una fase de tectonismo horizontal.

En general, al sur de Cuenca una gran parte de la Cordillera Real está compuesta de una secuencia monótona de bajo grado, de rocas semipelíticas y pelíticas, las que pueden ser seguidas hacia el sur dentro del área de Loja, donde se puede interpretar que sobreyacen a un complejo metamórfico de basamento más antiguo (?Precámbrico) y de mayor grado, el que comprende esquistos, gneises, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas. La secuencia de bajo grado parece que se deriva exclusivamente de una fuente continental y ha sido llamada de manera informal como la división semipelítica filítica de Loja (Litherland, 1987). Su edad es desconocida, pero basándose en correlaciones regionales con Perú, podría ser del Paleozoico Inferior (ver Laubacher y Megard, 1985).

Al norte de Cuenca la división filítica/semipelítica de Loja desaparece y es reemplazada por esquistos pelíticos, gneises, cuarcitas, metagrauvacas y metavolcánicos. Las travesías completadas en la parte septentrional de la Cordillera Real han confirmado la presencia de bloques de serpentinita en varios ríos, lo que podría indicar la existencia de un episodio de acreción aún no identificado. Trabajos recientes en el área de los Llanganates han descubierto secuencias de skarn con una foliación tectónica plana.

El límite occidental del cinturón no diferenciado, el frente Baños (Fig. 1), se encuentra interpretado provisionalmente como una zona tectónica, la que define el límite oriental de la faja Occidental de la Cordillera Real. De acuerdo a esta hipótesis las rocas que se encuentran al este del frente Baños serán las más antiguas de toda la secuencia. Sin embargo, esta hipótesis requiere de confirmación y el Proyecto está concentrando la mayor parte de sus esfuerzos en el campo para intentar resolver algunos de los problemas más sobresalientes de este cinturón.

A pesar de estas dudas, se han llevado a cabo suficientes estudios como para invalidar lo expuesto por Feininger (1987) sobre la existencia de un límite de terrenos metamórficos cruzando la Cordillera Real desde Riobamba hasta el volcán Sangay, y separando las rocas metamórficas Paleozoicas al sur (en el "Terreno Santiago") de las rocas metamórficas cretácicas al norte. La Fig. 2 muestra que las divisiones de la faja Occidental pueden ser seguidas cruzando dicha línea.

3. LA FAJA OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA REAL

Nuestros primeros descubrimientos concernientes al reconocimiento del cinturón Occidental de la Cordillera Real ya han sido publicados (Aspden et al., 1987) y detalles posteriores se incluyen en el Primer Informe Anual del Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real 1986-1987 (Litherland, 1987). La distribución regional de estas rocas y su probable extensión dentro del sureste del Ecuador se presenta en la Fig. 1. Más recientemente, investigaciones geológicas, que forman parte de un estudio que se está llevando a cabo, dentro de su naturaleza, han sido completadas en el área entre Baños al norte y Cuenca al sur. Estas investigaciones, principalmente basadas en un estudio detallado de fotografías aéreas junto con chequeos de campo, han dado como resultado una subdivisión mucho más significativa de las rocas de la faja Occidental en series de unidades litológicas informales (Fig. 2), las que se describen a continuación.

3.1 Las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas

Éstas afloran entre las fallas de Ingapirca y Peltetec (Fig. 2). Las divisiones Guasuntos y Cebadas se encuentran dominadas por pizarras negras con intercalaciones de cuarcitas oscuras o pálidas de grano fino a medio. Posiblemente representan la misma unidad litoestratigráfica, pero se necesita de mapeo y estudios estructurales posteriores para probar esta hipótesis.

La división Guamote es dominantemente cuarcítica de color negro, pero también contiene intercalaciones de pizarras/filitas grises y negras. Se puede seguir a través de 100 km desde Punín al norte hasta el Río San Pedro (Cañar) al sur. La Fig. 2 incluye la 'Formación Ingapirca', la que estaba previamente agrupada con la Formación Yunguilla (INEMIN, Hoja geológica Cañar No. 72, escala 1:100000). Sin embargo, al norte de Palmira, también existen cuarcitas pálidas, rosadas y púrpuras con intercalaciones de pizarras grises, verdes y púrpuras. Este cambio al norte a una facies de aguas menos profundas también se encuentra marcado por la presencia de ortoconglomerados y concreciones diagenéticas.

Los efectos tectónicos de este cinturón de metasedimentos continentalmente derivados, están marcados por los pliegues verticales D3 abiertos a cerrados con una dirección de aproximadamente 70°, el mismo rumbo que las fallas inversas imbricadas que afectan los volcánicos 'Macuchi' al este de Guasuntos; estas estructuras están tentativamente correlacionadas. Al norte de Palmira los pliegues D3 están superpuestos a un clivaje S1 subhorizontal original, y al sur de Palmira a un clivaje S2 subhorizontal original; de los cuales ambos pueden ser mejor observados en las intercalaciones de pizarras. Existen algunos sectores en donde las relaciones con S1 o S2 indican transporte tectónico hacia el Oeste.

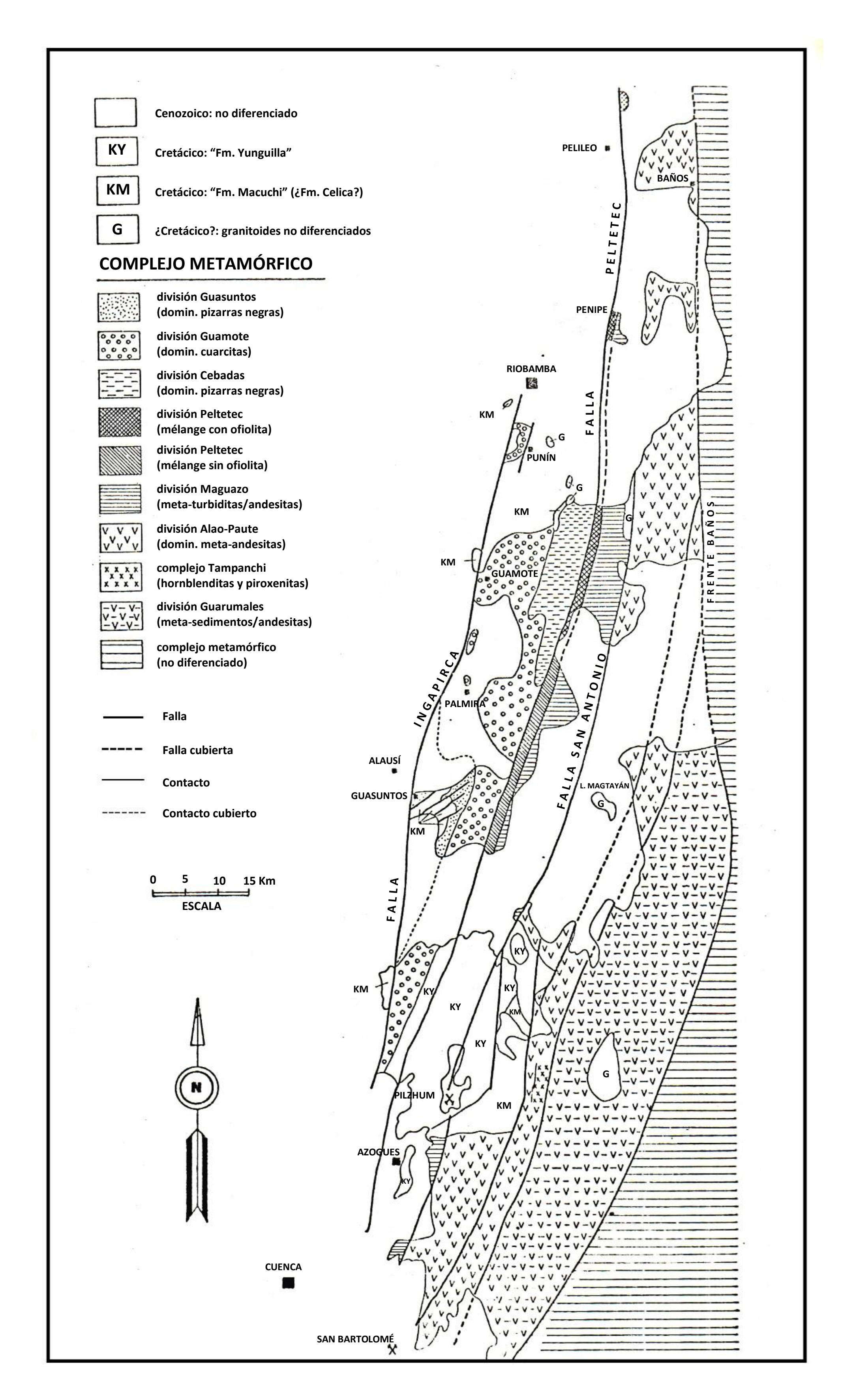


Figura 2. Mapa geológico de la faja Occidental del complejo metamórfico de la Cordillera Real: Baños-Cuenca. Contactos con secuencias de cobertura son adaptados de las hojas 1:100000 de INEMIN de Azogues, Cañar, Alausí y Riobamba

3.2 La división Peltetec

Ésta puede ser seguida por 100 km desde el Río Blanco de Patate al norte, al Río Azula – este de Guasuntos – al sur. El frente tectónico que separa estas rocas de la división Cebadas/Guamote ahora se manifiesta como una falla Cenozoica, la falla Peltetec (Fig. 2), la misma que es un rasgo definido en imágenes. Esta falla es una reactivación de una estructura de basamento más antigua.

Al norte del Río Cebadas (Fig. 2) la división Peltetec es una mélange tectónica de aproximadamente 2 km de ancho, la que incluye fragmentos ofiolíticos: serpentinitas y gabros metamorfizados, picritas y basaltos. Estas rocas han sido observadas en los siguientes sectores: Río Blanco de Patate, Penipe, Río Alao y Río Huarguallá. Estos fragmentos de corteza oceánica se encuentran mezclados con porciones de sedimentos tipo oceánico (cherts, lutitas) y en Huarguallá, filones tectónicos de granitoide de cuarzo azul similar al encontrado cerca al frente Baños, al este.

Al sur del Río Cebadas las rocas ofiolíticas ígneas no se encuentran presentes en la división Peltetec, y en el camino Guamote-Atillo, y en el Río Zula existe una mélange tectónica de sedimentos oceánicos y de granitoides de cuarzo azul. La fracción de chert es particularmente prominente a lo largo del Río Zula.

Estructuras tectónicas primarias, primer clivaje y zonas de movimiento tectónico en la mélange, son subverticales a través de la división Peltetec, en marcado contraste con aquellas del ‘cinturón plano’ de la división Guasuntos/Guamote/Cebadas al oeste.

3.3 La división Maguazo

Ésta puede ser seguida por 150 km desde Penipe al norte hasta el Río Paute al sur. Otros sectores cruzados incluyen Río Alao, Río Huarguallá, el camino Guamote-Atillo, y Río Zula. La roca característica es una turbidita finamente gradada, cuarzosa, bien bandeada, pero tipos de grano más grueso, ricos en volcánicos, también se encuentran como turbiditas proximales. Además, la división Maguazo incluye meta-andesitas masivas, metatobas, cherts pálidos negros y rojos, pizarras negras, ortocuarcitas, y mármoles de grano fino, pálidos y oscuros, en algunos lugares olistostrolíticos.

A pesar de que ciertas litologías se encuentran tanto en la división Peltetec como en la Maguazo, la última aparece caracterizada por su naturaleza turbidítica y por la presencia de meta-andesitas masivas. Luego la división Maguazo presenta una ausencia de características de mélange tectónica. Sin lugar a dudas, utilizando la evidencia ‘*way-up*’ en las turbiditas, estratificación cruzada ondulada y estratificación gradada, sinclinales de la primera fase coherente (D1) pueden ser mapeados tanto en el Río Alao como en el Río Paute. Es posible que esta estructura sea continua entre los dos sectores.

3.4 La división Alao-Paute

Esta puede ser seguida por más de 150 km desde el sector Patate-Baños al norte, a través del sector superior del Río Alao, Laguna Atillo, hasta el Río Paute al sur. Las litologías se encuentran dominadas por rocas verdes (meta-andesitas) masivas con aglomerados subordinados, filitas verdes (metatobas), pizarras negras, filitas pelíticas, cuarcitas y mármoles negros en estratos finos.

Las rocas en la zona norte son de un grado metamórfico ligeramente superior y más esquistosas siendo cortadas por un segundo clivaje penetrativo subvertical (S2), mientras que aquellas del Río Paute sólo se encuentran afectadas por un primer clivaje subvertical.

En el Río Alao, el contacto entre las divisiones Alao-Paute y Maguazo está marcado por un cinturón de 300-500 m de roca volcánica ácida fina silicificada, la que remplaza y corta las rocas metamórficas. A pesar de que este cinturón es de probable edad Cenozoica (Tarqui?), su presencia sigue a la falla más antigua de San Antonio que separa la división de menor grado Maguazo con un solo clivaje penetrativo, de la división de grado más alto Alao-Paute con dos, sugiriendo un hundimiento al este. La falla San Antonio puede ser seguida tentativamente hasta el Río Paute donde también separa las divisiones Maguazo y Alao-Paute.

3.5 El complejo máfico-ígneo de Tampanchi

Este corresponde al cinturón de "anfibolitas" en la Hoja de Cañar No. 72 a escala 1:100000 (INEMIN). Una travesía de reconocimiento indica clinopiroxenitas con texturas de acumulación magmática, hornblenditas y gabros, asociados con gneises de hornblenda. Estas rocas se encuentran cortadas por stocks y vetas intermedias a ácidas. Probablemente es el primer complejo máfico-ígneo estratificado encontrado en el Ecuador.

3.6 La división Guarumales

Esta división se asocia tentativamente con las otras divisiones de la faja Occidental. Las litologías comprenden filitas verdes pálidas (metatobas?), meta-andesitas que contienen cloritoide, filitas pelíticas, filitas negras, cuarcitas, mármoles en estratos delgados y negros y calcosilicatos. Predomina un fuerte primer clivaje penetrativo subvertical.

3.7 Límites estructurales de la faja Occidental

Al oeste, el límite de afloramiento de la faja Occidental está definido por la falla Ingapirca. El límite Oriental de la faja Occidental es más difícil de definir, pero creemos que corresponde al frente Baños, que fue reconocido por primera vez en el área aproximadamente a 1 km al este de Baños, donde rocas de bajo grado pertenecientes a la división Alao-Paute se encuentran al este yuxtapuestas contra esquistos, gneises y anfibolitas de mayor grado conteniendo granate. Trabajo de campo posterior ha confirmado la importancia regional de esta línea, pero estudios posteriores serán necesarios para obtener una comprensión más completa de su exacta naturaleza.

Por ejemplo, al este de Sigsig (Fig. 1), los movimientos asociados con el frente Baños han producido una zona de aproximadamente 6 km de ancho de rocas altamente deformadas las que contienen un alto porcentaje de milonitas derivadas de una variedad de protolitos. Inclinaciones estructurales a lo largo de esta zona se encuentran consistentemente hacia el oeste y varían de moderadas a agudas. Al oeste la zona incluye un cinturón de aproximadamente 1 km con milonitas, rocas verdes (greenstones) altamente deformadas y metasedimentos menores de la división Alao-Paute. Sin embargo, hacia el este, una secuencia generalmente esquistosa de rocas verde pálido de aproximadamente 2-3 km de ancho se encuentra expuesta. Esta secuencia en parte contiene cloritoide y consiste principalmente de metalavas, metatobas y metasedimentos tobáceos los que han sido tentativamente asignados a la división Guarumales.

En el mismo sector, al cruzar el frente Baños, las litologías de la faja Occidental desaparecen abruptamente. Hacia el este son reemplazadas por otra faja de milonitas de 3-4 km que consiste principalmente de esquistos cuarzosos/cuarzo-feldespáticos y gneises, muchos de los cuales contienen ojos cuarzo-feldespáticos. Grandes megacristales (3-4 cm) de feldespato de potasio son comunes y un rasgo característico de estas milonitas es que frecuentemente llevan granos de cuarzo pálido, azul-brillante. A pesar de que el cuarzo azul ha sido encontrado en afloramientos aislados de esquistos con granate, lo que podría sugerir un protolito sedimentario, la mayor parte de estas rocas son derivadas de rocas ígneas. Por ejemplo, alrededor de la Mina Peggy (Fig. 1), se conserva un lente plutónico relativamente no-deformado, el que sucesivamente presenta una deformación en aumento, y podría ser seguido dentro de los gneises miloníticos y esquistos tanto al este como al oeste.

Estas rocas plutónicas han sido reconocidas en varios lugares a lo largo del frente Baños (Fig. 1) y en su estado no deformado son muy distintivas. Varían de grano medio a grueso y a menudo contienen cuarzo azul. Además, llevan grandes megacristales de feldespato de potasio con orientación al azar, de etapa tardía, que cuando se encuentran frescos tienen un brillo grasoso y son de color azul grisáceo a café ahumado. En el plutón Tres Lagunas, al este de Saraguro (Fig. 1), megacristales de hasta 14 cm de largo han sido observados y estos contienen protocristales corroídos de plagioclasa de color crema y biotita. A pesar de que han sido encontradas pequeñas cantidades de moscovita en las láminas delgadas, la biotita (que a menudo se encuentra cloritizada) representa la mayor fase máfica. Xenolitos tanto sedimentarios como máficos se encuentran presentes: el primero de los cuales lleva turmalina. No se encuentran disponibles análisis químicos de estas rocas, pero parece que contienen una restringida amplitud composicional que varía entre granodiorita y granito.

La presencia de cuarzo azul detrítico en las cuarcitas de la división Guamote y filones tectónicos de los granitoides de cuarzo azul dentro de la división Peltetec, sugiere que estos plutones anteceden a toda la secuencia de la faja Occidental.

Para una posterior comprensión de la historia pre-faja Occidental de la Cordillera Real, será necesario estudiar estos granitoides de 'cuarzo azul' en mayor detalle y establecer su relación precisa con las rocas metamórficas que se encuentran al este del frente Baños.

3.8 Unidades cretácicas más jóvenes

La Fig. 2 presenta una revisión de la distribución de los afloramientos de las Formaciones cretácicas 'Macuchi' y Yunguilla. En esta área creemos que las rocas previamente mapeadas como la Formación 'Macuchi' (INEMIN, Hojas Cañar, Alausí y Riobamba, escala 1:100000), en realidad pertenecen a la Formación Celica (ver Lebrat et al., 1986) y se encuentran en ambos lados de la falla de Ingapirca, la cual las ha movido hacia abajo, al oeste, contra el complejo metamórfico. Cerca de Guasuntos, la división Guasuntos se encuentra sobre la 'Celica' a lo largo de una serie de fallas inversas imbricadas, mientras que hacia el sur un gran sector de rocas que con anterioridad fueron asignadas como parte del grupo metamórfico "Paute" (Baldock, 1982), se reinterpreta como las lavas de 'Celica', las que deben encontrarse cerca de la base de la Formación Yunguilla. Está claro que la secuencia 'Celica'/Yunguilla no está compuesta de los protolitos de la faja Occidental (cf. Bristow, 1973; INEMIN, Hoja Cañar, escala 1:100000) ya que, regionalmente, ambas Formaciones sobreyacen a las divisiones de la faja Occidental (Fig. 2).

Pequeños cuerpos de granitoide/hornblendita no deformados cortan la secuencia del cinturón Occidental (Fig. 2). Estos intrusivos presentan edades radiométricas en Amaluza y Magtayán que varían desde 40 a 85 Ma (Kennerley, 1980; Baldock, 1982). En la unión de los Ríos Cebadas y Alao, uno de estos plutones se encuentra íntimamente relacionado a un afloramiento de los volcánicos de 'Celica', recientemente descubierto.

3.9 Interpretación de la faja Occidental de la Cordillera Real

La faja Occidental como se presenta en la Fig. 2 muestra divisiones litológicas con contactos tectónicos los que pueden seguirse a lo largo de grandes distancias y los que a la vez pueden presentar características individuales tectono-metamórficas. Mientras que cualquier interpretación puede, en este punto, ser considerada como preliminar, nosotros proponemos el siguiente modelo como una hipótesis de trabajo:

(a) La falla Peltetec es una sutura rejuvenecida y la división Peltetec representa un complejo de subducción.

(b) La división Maguazo es una secuencia de antearco.

(c) Las divisiones Alao-Paute y Guarumales son los restos de secuencia de arco volcánico/trasarco emplazadas tectónicamente a lo largo del frente Baños.

Asumimos que el 'arco' de 'Alao-Paute' se produjo como resultado de la subducción hacia el este de la litósfera oceánica a lo largo de la línea de Peltetec y sugiere que tal vez el complejo de Tampanchi represente un nivel magmático más profundo dentro del arco. Subducción continua ultimadamente llevo a la destrucción de la corteza oceánica y al emplazamiento del bloque Chaucha-Arenillas (ver abajo). El acercamiento y posterior emplazamiento del terreno Chaucha-Arenillas proveerá de una fuente continental principal para los sedimentos tipo margen pasivo o molásico de la división cuarcítica Guamote, los que en ese momento fueron empujados sobre el bloque Arenillas-Chaucha al oeste.

Información estructural de la faja Occidental al momento no es suficiente como para permitir una interpretación detallada. Sin embargo, el súbito cambio de estructuras subhorizontales a verticales mientras uno pasa de oeste a este a través de la sutura Peltetec podría sugerir un 'modelo imbricado', estos se encuentran asociados con zonas de colisión continente-continente (e.g. Sugden, 1987). De seguro se podría argumentar que la preservación de divisiones litológicas discretas sobre 150 km de rumbo favorece una colisión de ángulo recto antes que una oblicua. El buzamiento Occidental consistente, aunque un tanto agudo, registrado a través del cinturón de rocas miloníticas cerca de Sigsig podría ser interpretado como una serie imbricada de corrimientos de alto ángulo y trasarco, los que fueron generados durante la acreción de la faja Occidental dentro de un basamento metamórfico pre-existente, representado por las rocas que al momento se encuentran expuestas al este del frente Baños.

3.10 Extensión de la faja Occidental a través del Ecuador

Al norte de Patate, las rocas metamórficas de la faja Occidental se encuentran enterradas dentro de la fosa Interandina y tan sólo se encuentran expuestas cerca de la frontera colombiana, alrededor de Ambuquí en forma de rocas verdes, cuarcitas con chert y pizarras negras (Litherland, 1987). Bloques de serpentinita también han sido reportados en esta área (M. Hall, comunicación personal).

Al sur de Sigsig la faja Occidental desaparece bajo una gruesa capa de depósitos más jóvenes, pero travesías llevadas a cabo en las áreas de Loja y Saraguro indican que esas rocas no se encuentran presentes en la parte septentrional de la Cordillera Real. Por lo que nos vemos forzados a concluir ya sea que estas rocas desaparecen en algún lugar entre Sigsig y Loja, posiblemente a lo largo de la falla Las Aradas, o alternativamente, que giran de forma abrupta hacia el oeste, y si es así, sus correlativas podrían ser encontradas en el SW del Ecuador.

Al momento nos inclinamos por esta última posibilidad y sugerimos que el complejo Raspas de la Provincia de El Oro, el que consiste de una mezcla de rocas ultramáficas, esquistos azules, esquistos verdes, esquistos de cuarzo/sericita/moscovita y cuarcitas, representa la continuación de la faja Occidental. En una reciente visita a El Oro se demostró de forma muy clara que los esquistos verdes del margen meridional del complejo Raspas se encuentran separados de las anfibolitas y migmatitas al sur, por una zona de milonitas de 1-2 km de ancho (Aspden y Litherland, 1987). Esta zona, que define tectónicamente el límite sur del conjunto de Raspas, no ha sido reconocida previamente, pero es de una importancia fundamental ya que marca claramente una ruptura entre rocas relacionadas a la zona de subducción (i.e. los esquistos azules de Raspas) y un basamento migmatítico continental más antiguo al sur.

Sin embargo, esta interpretación, es una contradicción indirecta a la de Feininger (1978) quien concluyó que los esquistos verdes, cuarcitas y esquistos de mica (i.e. pCpq, pCpqs, divisiones del 'Grupo Piedras') son de edad Precámbrica y por lo tanto no relacionadas a los esquistos de la Formación Raspas, los que tienen una edad K-Ar de 132 Ma (Feininger, 1980). La evidencia principal para la interpretación de Feininger proviene del hecho de que los esquistos verdes que se encuentran al norte de la zona de milonita se han correlacionado con un cinturón de anfibolitas que se encuentra expuesto inmediatamente al sur (i.e. la división pCpa del 'Grupo Piedras'), y de los cuales se ha obtenido una única datación K-Ar de 743 Ma (Kennerley, 1980). Desde nuestro punto de vista, estas anfibolitas (i.e. pCpa) son distintivas, tanto en aspecto como en estructura, y deberían ser claramente distinguidas de los esquistos verdes que se encuentran al norte. Estas rocas, a las que nosotros incluiremos dentro del conjunto Raspas (i.e. pCps y pCpq del 'Grupo Piedras', Feininger, 1978), presentan un segundo clivaje penetrativo común (S2), generalmente con una fuerte inclinación, el que también se encuentra presente en los esquistos azules de Raspas. Sólo esta observación de campo ya sugiere que estas rocas tienen una historia tectónica similar y que por lo tanto es posible que sean de una edad similar. Por otro lado, las anfibolitas y gabros, que se encuentran al sur de la zona de milonita (i.e. la división pCpa del 'Grupo Piedras') representarían una parte integral del terreno más antiguo, La Bocana, probablemente Precámbrico.

El límite norte del complejo Raspas está definido por la falla La Palma (Feininger, 1978), la que tentativamente sugerimos que representa la continuación de la sutura Peltetec (Fig. 1). La evidencia que indica que La Palma es una sutura que yuxtapone las rocas metamórficas generalmente de un grado más alto del terreno Chaucha-Arenillas (ver a continuación), que son esencialmente de origen continental, contra rocas oceánicas del complejo Raspas. En el SE del Ecuador, los equivalentes de las divisiones Cebadas, Guasuntos y Guamote aparentemente no están preservados al norte de la falla La Palma, y todo el conjunto Raspas lo correlacionamos como equivalente a las dos divisiones de la faja Occidental que se encuentran al este de la sutura Peltetec (Fig. 1).

4. EL TERRENO CHAUCHA-ARENILLAS

Debido a la extensiva cobertura, particularmente de volcánicos más jóvenes, los límites precisos del terreno Chaucha-Arenillas no son conocidos con seguridad. De todas maneras, nosotros sugeriríamos que se encuentra unido al este por la sutura Peltetec y probablemente al oeste por las suturas Pallatanga-Palenque/Calacalí-Pallatanga (Fig. 1). Evidencia presentada por otros autores, considera que el límite de los alóctonos de la Cordillera Occidental se encuentra marcado por la línea de ofiolitas Calacalí-Pallatanga (Lebrat et al., 1986; Aspden et al., 1987). Lebrat et al. (1986) piensan que esta línea puede ser extendida al sur de Pallatanga, pasando inmediatamente al oeste de Chaucha (ver también Megard y Lebrat, 1986). Nosotros proponemos que esta línea sigue hacia el sur a través del complejo ofiolítico de Palenque (Fig. 1).

A pesar que las serpentinitas fueron conocidas previamente en el área de Palenque (INEMIN, Hoja Santa Rosa No. 37, escala 1:100000), estudios de reconocimiento han confirmado la existencia de una secuencia ofiolítica bastante compleja la que no sólo consiste de ultramáficos serpentinizados, sino también de gabros pegmatíticos, lavas de almohadillas, basaltos y sedimentos pelágicos (cherts y filitas negras). Incluidos dentro del complejo, ya sea en zonas de mélange o posiblemente como filones tectónicos, se encuentran ortogneises de alto grado con contenido xenolítico de sillimanita y gneises de hornblenda.

Las travesías llevadas a cabo inmediatamente al sur y al este del complejo ofiolítico de Palenque indican la presencia de una variedad de rocas metamórficas que principalmente comprenden cuarcitas y gneises continentales, algunos de los cuales contienen sillimanita. Hacia el sur, inmediatamente al norte del complejo Raspas, cerca de Arenillas, las anfibolitas se encuentran presentes asociadas con un cinturón de gneises semipelíticos.

En contraste, al norte del complejo ofiolítico de Palenque, y parcialmente expuesto a lo largo del camino que sigue el curso del Río Jubones, al este de Pasaje, está una secuencia de bajo grado, de filitas negras y pizarras las que al este contienen cherts menores y se encuentran asociadas con basaltos y diabasas. Hacia el oeste, estas rocas se vuelven muy feldespáticas y las filitas sericíticas pálidas son dominantes.

Al este del pueblo de Chiche, los afloramientos a lo largo del camino principal a Pasaje son generalmente pobres, pero se encuentran presentes cuarcitas y gneises, idénticos a aquellos vistos al sur del complejo ofiolítico de Palenque. Aunque previamente todas las rocas metamórficas que se encuentran expuestas a lo largo del camino a Jubones fueron consideradas de la misma edad y pertenecientes a las 'Series Tahuín' (INEMIN, Hoja Machala No. 36, escala 1:100000), nosotros no estamos de acuerdo con esta interpretación y nuestro argumento es que existen de forma clara dos secuencias de diferentes edades. La secuencia Oriental es esencialmente continental y consiste de gneises de alto grado y cuarcitas, mientras que la Occidental se compone de rocas sedimentarias y volcánicos de ambiente marino-pelágico, con un metamorfismo de bajo grado. La presencia del complejo ofiolítico de Palenque entre estas dos secuencias también refuerza dicha interpretación y de seguro sugiere que el límite entre estas dos secuencias tiene probable significado regional.

En la mayoría de las publicaciones que tienen que ver con el Ecuador, la falla Jubones con rumbo E-W es considerada como de importancia fundamental. Por ejemplo, Feininger (1987) la usa para dividir su terreno Biron, de su terreno Chaucha al norte (ver también Megard y Lebrat, 1986). Sin embargo, en nuestra interpretación no consideramos a la falla Jubones como una sutura, y consideramos que los movimientos a lo largo de esta zona son probablemente más jóvenes y principalmente en el sentido vertical (ver también Baldock, 1982). De acuerdo a nuestro modelo, las rocas equivalentes deberán ser encontradas en ambos lados de la falla Jubones, al este de Chiche.

Trabajos recientes, llevados a cabo por la Misión Geológica Belga, junto con INEMIN, proveen una evidencia importante para apoyar este argumento. Mapeo geológico alrededor del área Chaucha (INEMIN-Misión Belga, 1986) ha confirmado la presencia de "ventanas" de basamento consistentes de esquistos de mica, algunos de los cuales contienen andalucita y sillimanita (fibrolita), y también gneises cuarzo-feldespáticos con contenido de andalucita y anfibolitas. Hacia el sur (INEMIN, Hoja Girón No. 54, escala 1:100000), se mapeó una "ventana" (*inlier*) de basamento consistente de esquistos de cuarcita y biotita. Estas rocas se encuentran en forma colectiva como el basamento Chaucha en la Fig. 1, y nosotros sugeriríamos que juntos representan la continuación hacia el norte, a través de la falla Jubones del basamento 'Arenillas'. La existencia de un pequeño cuerpo de gneis granítico con biotita-moscovita en el área de Manú, al oeste de Saraguro (Fig. 1), también ha sido confirmada. En muestras de mano, estas rocas son muy similares a aquellas que existen en Chaucha (M. Merlyn, comunicación personal) y probablemente marcan el límite oriental aproximado del terreno propuesto Arenillas-Chaucha en el Ecuador meridional.

Hacia el norte, los afloramientos de rocas metamórficas de grado medio y alto son desconocidas al oeste de la línea Peltetec. Sin embargo, recientes descripciones de xenolitos de gneis de cordierita en lavas plio-pleistocénicas del área de Quito (Bruet, 1987) sugieren que el terreno Chaucha-Arenillas puede continuar hacia el norte hasta esta latitud, aunque de una forma atenuada y a profundidad.

5. EL TERRENO NONO-SHOBOL

Previamente se considera que la Cordillera Occidental del Ecuador estaba constituida por una única Formación, la Formación Macuchi, la misma que variaba en edad de Cretácico Superior a Eoceno y que estaba compuesta principalmente de arenisca volcánica, tobas turbidíticas retrabajadas y lavas de composición andesítica o basáltica-andesítica (Henderson, 1979, 1981). Más recientemente Megard y Lebrat (1986) han sugerido que la Cordillera Occidental consiste de dos secuencias diferentes de arcos volcánicos probablemente alóctonos. La más antigua, de edad Cretácico Superior fue llamada Nono-Shobol, mientras que a la más joven de edad eocénica se la denominó como el arco Macuchi.

Como se presenta en la Fig. 1 la parte norte de la Cordillera Occidental no se encuentra diferenciada, pero al sur de Pallatanga seguimos a Megard y Lebrat (1986) y a la secuencia volcano-sedimentaria al oeste de la sutura Pallatanga-Palenque se la considera como parte del terreno Nono-Shobol. Como se indica con anterioridad, nosotros no consideramos que la sutura Pallatanga-Palenque se corte por la falla Jubones sino más bien que continúa al Sur y sale a través del complejo ofiolítico de Palenque. Así la secuencia de filitas, pizarras y rocas basálticas expuestas a lo largo del sector Occidental del Río Jubones representaría la continuación al sur del terreno Nono-Shobol.

6. EL TERRENO LA BOCANA

Solo el sector norte de este bloque ha sido examinado en nuestro reconocimiento de campo, pero como se dijo antes, interpretamos el límite tectónico entre el terreno La Bocana y el complejo Raspas al norte como representados por una zona de milonitas con rumbo E-W no reconocidas previamente, de la cual se pueden observar buenos afloramientos al sur del puente sobre el Río Naranjo, en la carretera El Playón-Balsas. El margen oriental de este bloque está definido por la falla Las Aradas donde los rasgos estructurales generalmente E-W del suroeste ecuatoriano terminan abruptamente y son reemplazados por rocas metamórficas de la Cordillera Real con rumbo N-S. Aflorando a lo largo del margen del terreno La Bocana se encuentra un cinturón de anfibolitas y gneises anfibolíticos, los cuales, en el área de Portovelo al este, han dado una datación de K-Ar de 743 ± 14 Ma (Kennerley, 1980). Aunque previamente estas rocas estaban correlacionadas con el “Grupo Piedras” (pCpa) al norte, (Feininger, 1978), sugerimos que son parte integral del terreno La Bocana. Estas anfibolitas pasan hacia el sur dentro de gneises pelíticos incipientemente migmatizados, con granate y en el pequeño pueblo de La Bocana (Fig. 1, del que toma el nombre el terreno), la secuencia consiste de gneises bandeados migmatíticos y granitos para-autóctonos deformados.

De acuerdo a Feininger (1978, 1982) estas últimas rocas pertenecen al ‘Grupo Tahuín’ el mismo que seguiría hacia el sur, dentro de sedimentos paleozoicos virtualmente no metamorfizados, fosilíferos. Sin embargo, según Baldock (1982), es probable que el ‘Grupo Tahuín’ original contenga unidades de edades significativamente diferentes, y una interpretación mucho más plausible sería que los gneises y esquistos de grado más alto antes descritos, (i.e. la ‘Formación San Roque’, Baldock, 1982), de hecho, representan un basamento más antiguo, mientras que las filitas y cuarcitas de grado más bajo al sur (i.e. la ‘Formación Capiro’) son una secuencia de cubierta Paleozoica.

Aunque la ‘Formación Capiro’ al sur del complejo de Raspas no ha sido visitada por nosotros, hacia el sur de Portovelo (INEMIN, Hoja Zaruma No. 38, escala 1:100000) las anfibolitas del terreno La Bocana pasan a través de un gneis anfibolítico dentro de cuarcitas y gneises semipelíticos de la ‘Formación San Roque’. Sin embargo, cerca de Porotillo, existe un cambio abrupto y estas rocas de grado más alto desaparecen de repente para ser reemplazadas por pizarras y filitas de bajo grado de la ‘Formación Capiro’. Estas observaciones sugieren una relación basamento/cubierta y no apoyan la idea de un contacto transicional entre las ‘Formaciones’ Capiro y San Roque.

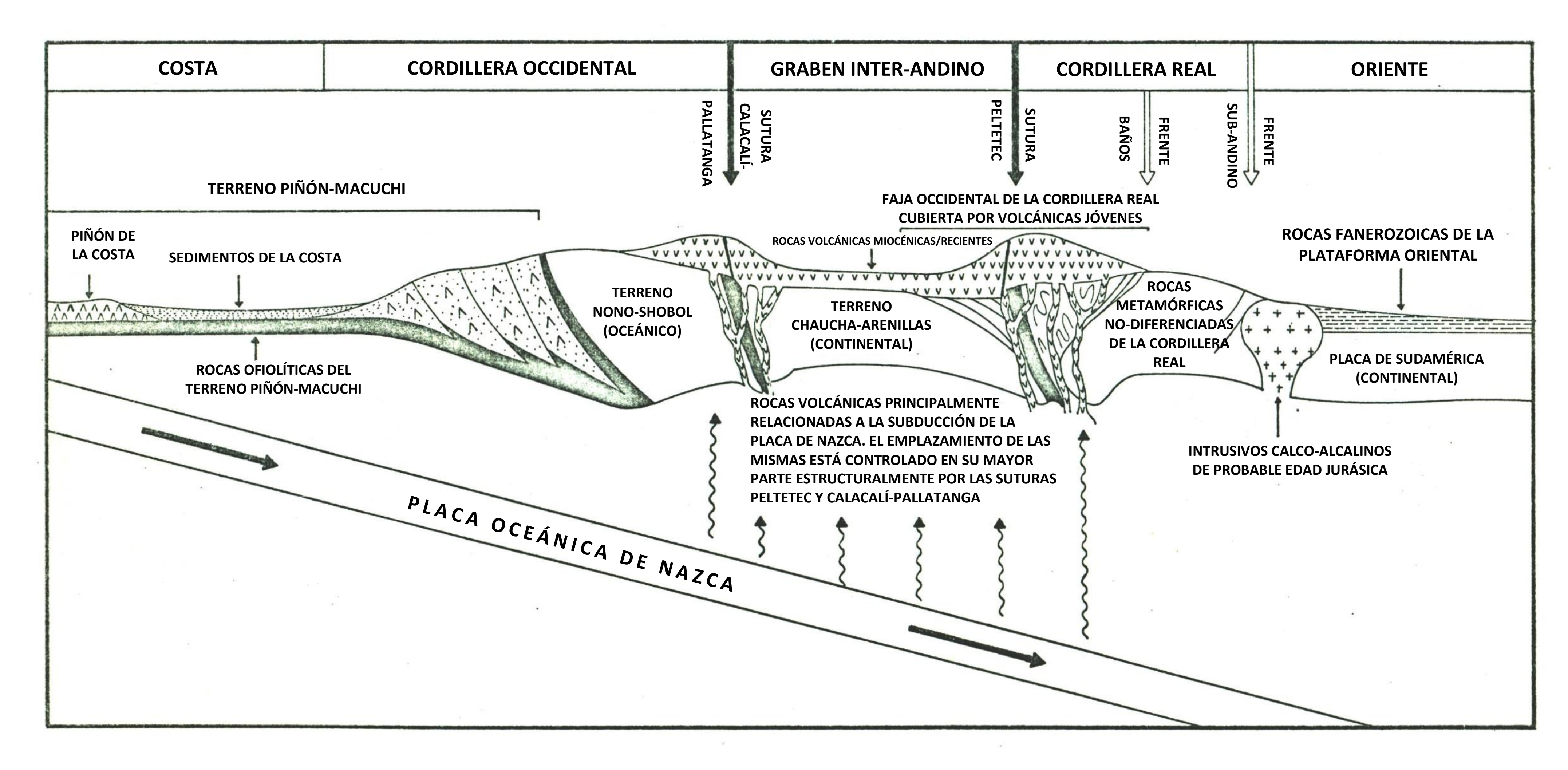


Figura 3. Corte esquemático oeste-este indicando los elementos tectónicos principales de la geología del Ecuador, norte de Guayaquil. Los terrenos Piñón-Macuchi y Nono-Shobol son de Megard y Lebrat (1986) y el terreno Chaucha-Arenillas, por la presente publicación. El frente Baños es interpretado como un margen continental.

La extensión propuesta al sur de estas rocas dentro de Perú, presentada en la Fig. 1, es puramente especulativa, pero es de interés notar que muchos de los tipos de roca representados en la 'Formación San Roque' (y también en el terreno Chaucha-Arenillas al norte) han sido descritas desde el Masivo de Arequipa de la zona costanera del Perú (Shackleton et al., 1979).

7. HISTORIA POST-COLISIONAL

Aunque aún es incierta la edad precisa del cinturón Occidental, como se dijo antes, consideramos a toda la secuencia, al igual que la colisión del bloque Chaucha-Arenillas a lo largo de la sutura Peltetec, como anteriores a las Formaciones Celica y Yunguilla. La ocurrencia de plutones posteriores en la faja Occidental, uno de los cuales (el plutón de Magtayán/Atillo) ha dado una datación radiométrica de 85 ± 3 Ma (Kennerley, 1980), también apoya este argumento. Siguiendo esta acreción del bloque Chaucha-Arenillas, los terrenos Nono-Shobol y Macuchi-Piñón fueron posteriormente desarrollados en eventos que probablemente ocurrieron durante el Cretáceo Superior y Eoceno respectivamente (Megard y Lebrat, 1986).

Habiendo mencionado de forma breve los mayores episodios colisionales, nos gustaría comentar sobre algunos aspectos de la historia de post-acreción ecuatoriana, y dentro del contexto de los modelos de terrenos presentados aquí, demostrar la profunda influencia que han ejercido las estructuras relacionadas con la colisión en la evolución geológica subsecuente (Fig. 3).

En particular sugerimos que la depresión Interandina está estructuralmente controlada por la sutura reactivada Calacalí-Pallatanga al oeste y por la sutura Peltetec al este. Además, la presencia de estas dos zonas regionales subparalelas de debilidad de corteza no solamente se debe a las grandes cantidades de detritos volcánicos del post-Eoceno (dominantemente Plio-Pleistoceno) dentro y a lo largo de los costados de la depresión Interandina, pero también explica en forma clara la presencia de la doble línea de volcánicos jóvenes a lo largo de sus márgenes Oriental y Occidental al norte de Guayaquil (Fig. 3).

Como una evidencia directa para demostrar la importancia de estas estructuras colisionales más antiguas y su subsecuente reactivación, la falla Peltetec entre Pelileo y Cuenca (Fig. 2) provee de un ejemplo convincente. En este sector, la falla que se ve con claridad como la sutura Peltetec reactivada, puede ser observada como un fuerte lineamiento en imágenes y a lo largo del Río Chambo; las rocas ofiolíticas de la división Peltetec se encuentran falladas contra lavas del Plioceno, las mismas que están hundidas al oeste. Más hacia el sur, la falla Peltetec corta las Formaciones Tarqui del Pleistoceno y la Cretácica Yunguilla. Especulamos que esta línea fue un importante control estructural que influenció el desarrollo de la cuenca miocénica de Cuenca.

8. LOCALIZACIÓN DE DEPÓSITOS MINERALES POLIMETÁLICOS EN LA CORDILLERA REAL

La presencia de varios depósitos minerales polimetálicos en la Cordillera Real es bien conocida. Aunque aún no hemos llevado a cabo un estudio sistemático de estos depósitos todos parecen tener una metalogenia similar (Ag, Cu, Pb, Zn, Au), pero hasta ahora han sido considerados como ocurrencias minerales aisladas, antes que miembros representantes de una única provincia metalogénica.

La mayoría de las ocurrencias polimetálicas mayores conocidas (i.e. aquellas que han sido explotadas en una forma u otra) en la Cordillera Real se presentan en la Fig. 1 y como se puede ver, ellas se encuentran asociadas espacialmente con las divisiones Alao-Paute y Guarumales de la faja Occidental, al este de la sutura Peltetec. De hecho, con excepción de Pilzhum, que se encuentra a lo largo de la falla San Antonio y está hospedada por la Formación Tarqui, todas las minas se ubican a ambos lados a unos pocos kilómetros del frente Baños.

La extensión proyectada por nosotros para el frente Baños dentro del SW del Ecuador incluirá también las minas de Portovelo y Fierro Urcu como representantes del límite meridional de esta misma provincia metalogénica.

Áreas de mineralización se encuentran fuertemente silicificadas e invariablemente están asociadas con volcánicos jóvenes, en particular al norte con los volcánicos Altar y, al sur (alrededor de Sigsig) con la Formación Tarqui. La mineralización no está confinada a un huésped específico, pero podría ocurrir en una variedad de tipos de roca. En la Mina Peggy por ejemplo (Fig. 1), que se encuentra a aproximadamente 0.50 km al este del frente Baños, la mineralización principal parece estar localizada dentro de cruce de fracturas con granitoides de 'basamento' de cuarzo azul, pero trabajos nuevos extensivos, cercanos, también se encuentran presentes en brechas de chimeneas volcánicas, de la Formación Tarqui que cubre el basamento en esta zona. Hacia el oeste, en San Bartolomé, la mineralización ocurre dentro de los metavolcánicos verde oscuros de la división Alao-Paute.

La interpretación de la mineralización polimetálica en la Cordillera Real deberá esperar los resultados de estudios de seguimiento que se encuentran planeados para el futuro. Sin embargo, la cercana relación espacial entre estos depósitos y el frente Baños establece en forma clara la importancia de esta zona más antigua relacionada a colisión como un área de considerable interés económico. Como es el caso con la sutura Peltetec al oeste, parece que muchas de las numerosas fallas y zonas de cizalla que se encuentran asociadas con el frente Baños han sido reactivadas durante el Cenozoico. Estas fallas generaron un sistema de canales extensivo para la circulación de fluidos asociados con los volcánicos plio-pleistocénicos. La búsqueda de minerales metálicos tiene que considerar estas estructuras como fundamentales para la exploración; la presencia de varios depósitos relacionados al frente Baños, implica un fuerte argumento para generar hipótesis de mineralizaciones que incluyan también a las otras suturas.

9. CONCLUSIONES

Confiamos en que las ideas aquí expresadas estimulan una considerable cantidad de discusión entre aquellas personas que se encuentran realmente interesadas en desenredar las complejidades de la geología ecuatoriana. El modelo presentado necesita mayores pruebas antes de que se convierta en una base de hecho, sin embargo, esperamos haber demostrado el valor de dichos modelos. Aparte de su valor predecible, también nos permiten apreciar el significado de muchos elementos de la geología dentro de un contexto regional con mayor significado

Obviamente varias preguntas quedan aún por responderse, pero en particular las rocas metamórficas 'no diferenciadas' de la Cordillera Real (Fig. 1) guardan muchos secretos. La comprensión de esta faja, su relación con el frente Baños al oeste y con el frente terciario Subandino al este, y su ubicación como una importante fuente primaria de oro es ahora el principal objetivo del Proyecto Cordillera Real que ejecuta la Misión Geológica Británica, en conjunto con el Instituto Ecuatoriano de Minería.

AGRADECIMIENTOS

Las contrapartes de INEMIN, Ingenieros Ramiro Bermúdez y Francisco Viteri, los que trabajan con el Proyecto Cordillera Real, nos ayudaron en el campo, el Prof. Pablo Duque nos enseñó la provincia metamórfica de El Oro.

REFERENCIAS

ASPDEN J. A. y LITHERLAND M. (1987) Informe técnico de la comisión a El Oro, realizada del 6 al 13 de julio de 1987. Archivo Central de INEMIN, No. 3810 (no publicado).

ASPDEN J. A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R. y VITERI F. (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significado regional. Politécnica, Vol. XII, No. 2, pp. 81-93.

ASPDEN J. A. y McCOURT W. (1986) Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. Geology, Vol. 14, pp. 415-418.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador. 1:1000000. Dir. Gen. Geol. y Minas, Quito.

BRISTOW C. R. (1973) Guide to the geology of the Cuenca basin, southern Ecuador. Sociedad Ecuatoriana de Geología y Geofísica.

BRUET E. (1987) Los xenolitos en las lavas de los volcanes de Quito. República del Ecuador. Politécnica, Vol. XII, No. 2, pp. 113-123.

COBBING E. J. (1985) The tectonic setting of the Peruvian Andes. En: Magmatism at a plate edge (Ed. W. S., Pitcher et al.), Blackie, Londres.

DALZIEL I. W. D. (1986) Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean perspective. En: Collision Tectonics, Geol. Soc. Lond. Special Publication No. 19, pp. 389-404.

FEININGER T. (1978) Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro. Esc. Politécnica Nac. Quito.

FEININGER T. (1980) Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador, Jour. Petrology, Vol. 21, pp. 107-140.

FEININGER T. (1982) The metamorphic "basement" of Ecuador, Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 93, pp. 87-92.

FEININGER T. (1987) Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Perú. Can. J. Earth. Sci., Vol. 24, pp. 266-278.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. Jour. Geol. Soc. London, Vol. 136, pp. 367-378.

HENDERSON W. G. (1981) The volcanic Macuchi Formation, Andes of northern Ecuador. Nwsl. Stratigr., Vol. 9, No. 3.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Overseas Geol. Miner. Resour., Inst. Geol. Sci., No. 55.

LAUBACHER G. and MEGARD F. (1985) The Hercynian basement: a review. En: Magmatism at a plate edge (Ed: W. S. Pitcher et al.), Blackie, Londres.

LEBRAT M., MEGARD F. and DUPUY C. (1986) Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the South American continent in Ecuador. Zbl. Geol. Paläont. Teil. 1, Vol. 9/10, pp. 1207-1214.

LITHERLAND M. (1987) Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real. Primer Informe Anual. INEMIN, Misión Británica (no publicado).

McCOURT W., ASPDEN J. A. and BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Jour. Geol. Soc. London., Vol. 141, pp. 831-845.

MEGARD F. y LEBRAT M. (1986) Los terrenos exóticos del occidente ecuatoriano y sus relaciones con Sudamérica.

SHACKLETON R. M., RIES A. C., COWARD M. P. y COBBOLD P. R. (1979) Structure metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Perú. Jour. Geol. Soc. London., Vol. 136, pp. 195-214.

SUGDEN T. (1987) Kinematic indicators: structures that record the sense of movement in mountains chains. Geology Today, May-June 1987, pp. 93-100.

APÉNDICE 9

Informe de comisión de la Provincia de El Oro

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 3810

QUITO, JULIO 28, 1987

PARA : GERENTE TÉCNICO

DE : DR. JOHN ASPDEN, DR. MARTIN LITHERLAND
PROYECTO CORDILLERA REAL

ASUNTO : Informe Técnico de la comisión a El Oro, realizada del 6 al 13 de julio de 1987

INTRODUCCIÓN

Este viaje fue organizado para demostrar la naturaleza del "Cinturón Occidental de colisión" de la Cordillera Real al sur del área Alao-Baños. También se examinaron los principales tipos litológicos metamórficos que conforman la Cordillera Real al sur de Cuenca.

Con base en la evidencia de campo se examinó la posibilidad de correlacionar las rocas metamórficas de la Cordillera Real con las rocas expuestas en el sector suroccidental del Ecuador.

PERSONAL ASIGNADO

Por parte de INEMIN intervinieron:

Edgar Salazar
Martin Litherland
John Aspden
Ramiro Bermúdez
Francisco Viteri

Por parte de la Politécnica Nacional intervino: Pablo Duque

Los resultados obtenidos se resumen a continuación:

JULIO 6

El grupo voló de Quito (07:00 am) a Cuenca (07:40 am), donde los encontraron los choferes de INEMIN, con los vehículos. Salieron directamente al campo.

(a) Visita a Asunción Dudas (Hoja Cañar 557/125) para examinar las relaciones de contacto entre la 'Serie Paute' y la Formación Yunguilla
Bristow (1973, p. 11) describió originalmente este contacto y lo interpretó como demostrando la transición gradual al oeste de las rocas metamórficas de la 'Serie Paute' dentro de los sedimentos no-metamórficos de la Formación Yunguilla. La interpretación de Bristow subsecuentemente ha sido citada en publicaciones relacionadas a la geología ecuatoriana (ej. Baldock, 1982) y los fósiles de edad Maestrichtiana, encontrados en la Yunguilla (Bristow, 1973), han sido utilizados como evidencia para apoyar la posición de que por lo menos parte de la 'Serie Paute' sería de una edad similar.

El trabajo llevado a cabo por el Proyecto Cordillera Real indica que las rocas metavolcánicas y metasedimentarias de la 'Serie Paute' podrían ser trazadas hacia el norte, aunque de forma discontinua, a lo largo de un rumbo y que ellos afloran en varios lugares en las laderas occidentales de la Cordillera Real. En particular estas rocas que afloran en el área Paute, al este de Cuenca, podrían ser correlacionadas con una secuencia similar de esquistos verdes y de metasedimentos expuestos en el Valle de Alao (Hoja Riobamba) y también con estos entre Baños y Patate (Hoja Baños) (Ver Primer Informe Anual, Proyecto Cordillera Real, 1987). Este cinturón de rocas ha sido llamado de manera informal como la división de rocas verdes y metasedimentarias de Alao-Paute y se encuentra asociada en algunos lugares a secuencias ofiolíticas parcialmente preservadas (Aspden et al., 1987). La presencia de estas últimas rocas sugiere que todo el cinturón Alao-Paute podría estar relacionado a una colisión y esto da lugar a la necesidad de indicar una edad para dicho evento, para entender la evolución geológica de la Cordillera.

Así, en vista de la potencial importancia del contacto Asunción Dudas, se decidió que el mismo sea visitado por el grupo, para que se pueda establecer la validez de la interpretación de Bristow.

La geología a lo largo del camino Asunción Dudas al norte de Taday podría resumirse así: las exposiciones son generalmente pobres, pero al este consisten mayormente de volcánicos masivos a aparentemente no-deformados de la 'Serie Paute'. Aproximadamente a 50-100 m antes de Asunción Dudas existe un pequeño afloramiento de rocas filíticas alteradas que contienen varios pliegues D2 menores con rumbo aproximado N-S y con suaves buzamientos. No se encontraron afloramientos posteriores hasta llegar a Asunción Dudas donde está expuesta una zona de falla.



Al este de esta falla, se encuentran rocas filíticas y están en contacto con rocas volcánicas/subvolcánicas muy ácidas de una edad presumiblemente mayor (Tarqui?) al oeste. Continuando hacia el oeste a lo largo del camino, y luego de cruzar un pequeño tributario del Río Dudas a mano derecha, se encuentran expuestas filitas/pizarras con fuerte inclinación, con rumbo aproximado N-S, bien estratificadas, pero fuertemente clivadas, pero éstas son remplazadas por afloramientos de una secuencia turbidítica suavemente plegada, débilmente clivada.

Se debe enfatizar en que los afloramientos de rocas, especialmente al este de Asunción Dudas no son continuos y como resultado de esto existe una cantidad considerable de discusiones entre los miembros del grupo en la interpretación de la evidencia geológica. Edgar Salazar y John Aspden pensaban que la descripción de este contacto como de 'transición' no era justificada, basándose en la evidencia de campo y sugirieron que en realidad el mayor cambio de las rocas volcánicas de la Serie Paute a los sedimentos de la Formación Yunguilla, podría también ser interpretado como abrupto. Este cambio podría, por ejemplo, ser debido a una falla mayor, de la cual un ramal se encuentra expuesto en Asunción Dudas y en el clivaje que parece estar confinado a una zona relativamente angosta dentro de los sedimentos de grano más fino de la Formación Yunguilla, inmediatamente al oeste de Asunción Dudas, podría estar asociada con el tectonismo local a lo largo de dicha falla. Sin consideración al punto de vista de cada uno, todo el grupo estuvo de acuerdo en que esta sección no proveía suficiente evidencia en que basar una conclusión positiva y como tal, no era aceptable el citar edades Maestrichtianas para la 'Serie Paute' basándose en fósiles que fueron encontrados en la Formación Yunguilla.

(b) Por la tarde, el grupo visitó el desfiladero de Paute (Hoja Azogues, 78° 50'/2° 50') para examinar los metavolcánicos y metasedimentos de la división Alao-Paute, los que se encuentran bien expuestos en esta área.

A pesar de que restaba poco tiempo se encontró una secuencia interesante de turbiditas ricas en volcánicos, al norte del camino principal en un pequeño tributario del Río Paute a mano derecha, aproximadamente a 1 km de su unión con el Río Jadán. Esta secuencia representa una de las intercalaciones metasedimentarias, dentro de una unidad metavolcánica y de esquistos verdes más masiva, de la división Alao-Paute. Estructuras sedimentarias y desviaciones de clivajes, debido a cambios litológicos dentro de estas rocas están bastante expuestas a lo largo del lecho del río. Martin Litherland fue convencido de que las estructuras sedimentarias indican una secuencia normal.



JULIO 7

(a) Metavolcánicos y esquistos verdes de la División Alao-Paute

Metavolcánicos y esquistos verdes expuestos a lo largo del camino principal al norte de Gualaceo (Hoja Azogues) fueron examinados para familiarizar al grupo con la continuación al sur de la división Alao-Paute. Se notó que las rocas metavolcánicas fueron deformadas selectivamente y en algunas de las unidades más masivas era difícil ver un clivaje en muestras de mano. Mientras que en otros sectores era visible, en forma clara, de clivaje bien desarrollado. Los aglomerados son comunes en esta secuencia y algunos afloramientos presentan un buen lineamiento tectónico y clastos volcánicos elongados. Rumbos de transcordillera fueron notados en algunos sectores sugiriendo ya sea un cambio de clivaje o una posible rotación de los bloques.

(b) Área de Sigsig-Mina Peggy

El grupo se dirigió al sur hacia el pueblo de Sigsig para examinar la naturaleza de la margen oriental de la división Alao-Paute. Esta margen ha sido mapeada hacia el norte particularmente en el área de Baños, donde existe un cambio marcado en ambas litologías y grado metamórfico, mientras uno cruza de las rocas verdes/metasedimentos de bajo grado de la división Alao-Paute al este, a los gneises que contienen granate al oeste (ver Informe Anual, Proyecto Cordillera Real, 1987). La línea a lo largo de este cambio se llama el frente Baños y la visita al área de Sigsig fue para demostrar su presencia en el sector sur del país.

Inmediatamente al sur de Sigsig, se encuentran expuestas rocas verdes tectonizadas 'protomiloníticas' de la división Alao-Paute. Hacia el sur, a lo largo del banco oriental del Río Santa Bárbara en el camino que lleva a la Mina Peggy, estas rocas, que se encuentran bien expuestas, se vuelven cada vez más milonitizadas. Los rumbos son de alrededor de 40° y las inclinaciones son fuertes. La fábrica milonítica es demostrablemente S_2, la que en otros lugares fuera de esta zona tectónica, se encuentra débilmente desarrollada en las rocas de Alao-Paute.

Continuando hacia la Mina Peggy, un poco después del camino que lleva a Dacte (Mapa topográfico de Sigsig, escala 1:50000, 470-620), existe un pequeño afloramiento de esquistos verdes el que se encuentra relativamente no deformado y el grupo estuvo de acuerdo en que esto podría litológica- y metamórficamente estar asignado a la división de Alao-Paute. Luego de este afloramiento, después de un par de cientos de metros y los siguientes afloramientos, aunque son superficialmente similares, son en realidad de rocas esquistosas de un grado más alto, en las cuales el granate se identificó de manera tentativa.



Luego de pasar un tiempo en esta localidad, el grupo estuvo de acuerdo en que estas rocas no eran sólo de un mayor grado metamórfico, sino también composicionalmente diferentes, comparadas a aquellas encontradas en la división Alao-Paute. El consenso general al que se llegó fue que esta sección cruza una línea tectónica mayor y que probablemente corresponde al frente Baños.

Luego el grupo prosiguió a la Mina Peggy, donde bloques de granito masivo con cuarzo azul fueron encontrados en el Río Santa Bárbara. Desafortunadamente fue imposible cruzar el puente que lleva al túnel principal de la mina, al lado occidental, pero las observaciones realizadas, sugieren que la mineralización polimetálica, en este punto alojada en granitos de cuarzo azul cizallados, de los cuales se pueden ver afloramientos masivos en las partes inferiores del lado occidental. También se enfatizó que en otro lugar al norte del frente Baños se encuentra asociado tanto con mineralización polimetálica, como con granitoides de cuarzo azul (ver Primer Informe Anual, Proyecto Cordillera Real, 1987).

(c) Por la tarde, la secuencia gruesa de rocas semipelíticas, que forma un componente mayor de la parte sur de la Cordillera Real, fue examinada a lo largo del camino Gualaceo-Plan de Milagro.

Este cinturón ha sido llamado de manera informal la división semipelítica de Loja y en esta área se encuentra separada de la división Alao-Paute por un delgado cinturón pobremente definido, de rocas más antiguas y de mayor grado que corresponden a aquellas encontradas al este del frente Baños en la travesía Sigsig-Mina Peggy. A lo largo de la margen occidental de la división semipelítica, ambos clivajes S1 y S2 se encuentran presentes y forman un cinturón plano conspicuo, que podría estar relacionado con 'nappes'. Luego, se deberán llevar a cabo chequeos de campo más detallados, en el área para poder confirmar esta posibilidad. De regreso a Gualaceo, se examinó el cinturón de rocas pobremente expuesto que está entre las semipelitas y las rocas de Alao-Paute. Se encontró que una exposición contenía cuarzo azul y en lámina delgada, estas rocas también contenían granate. El grupo estuvo feliz con la sugerencia de que estas rocas, a pesar de ser reducidas en ancho, podrían estar mejor correlacionadas con los afloramientos vistos en la mañana en la travesía Sigsig al oeste del frente Baños.

Continuando al oeste se realizó una pequeña parada cerca al puente que cruza el Río San Francisco (Hoja Azogues, 78° 41'/2° 58') donde se encuentran expuestos en cortes a lo largo del camino, los primeros esquistos verdes reconocibles de la división Alao-Paute.



JULIO 8

Viaje Cuenca-Machala, examinando exposiciones a lo largo de la zona de la falla Jubones

Los afloramientos expuestos a lo largo del camino principal, entre Uzhcurrumi al este y Pasaje al oeste (Hoja Machala), fueron examinados para poder familiarizar al grupo con la geología y estructura del área alrededor de la falla Jubones. Los principales puntos de interés son:

(a) Se examinó: una intrusión de pórfido no deformada inmediatamente al este de Uzhcurrumi y un cuerpo diorítico a tonalítico más básico al oeste. Se sugirió que la última intrusión podría ser un posible punto de datación ya que los afloramientos estaban frescos y no tectonizados. Una edad radiométrica confiable en este plutón podría proveer una edad mínima para el mayor movimiento a lo largo de la zona de la falla Jubones. El pequeño río que baña la margen occidental de esta intrusión contenía bloques de gneis con biotita y sillimanita en los rodados.

(b) Entre Chiche y Limón (Hoja Machala, 79° 38'/3° 19') el camino principal cruza un pequeño río en donde se encuentran expuestos afloramientos de cuarcitas y argilitas tectonizadas. Estas rocas son verticales y tienen un rumbo E-W. Se observaron numerosas microfracturas en los horizontes más ricos en cuarzo y en algunos casos estos estuvieron asociados con el desarrollo de pocas cantidades de biotita. Estas rocas, a las que se las considera de origen protomilonítico, demuestran de forma clara los rumbos regionales E-W que caracterizan al suroeste ecuatoriano, y que contrastan fuertemente con los rumbos generalizados N-S de la misma Cordillera Real.

(c) A 79° 39'/3° 19' afloran volcánicos (diabasas) fuertemente tectonizados y epidotizados, los que han sido asignados a la Formación Macuchi.
Estudios recientes llevados a cabo en otros lugares de Ecuador indican la posibilidad de que la Formación Macuchi pueda estar compuesta de dos unidades diferentes y probablemente no relacionadas. La unidad más antigua consiste predominantemente de basaltos toleíticos más básicos y se piensa que son de edad cretácica superior, mientras que la unidad más joven se encuentra compuesta principalmente de volcánicos andesíticos y es de probable edad Paleoceno-Eoceno. Si se probara que esta división es correcta, entonces la composición básica de las lavas examinadas sugeriría que estas pertenecen a una unidad toleítica más antigua.

(d) Al oeste de 79° 40' la calidad del afloramiento mejora en general, y se realizaron varias paradas. Las rocas de esta área consisten de una secuencia de filitas y pizarras con rumbo E-W, generalmente con fuerte inclinación. Al oeste éstas se vuelven más feldespáticas, pero al este son generalmente de color negro o verde. También se encuentran presentes cuarcitas menores al igual que rocas volcánicas y cherts en el extremo este.

JULIO 9 – 11

La Provincia Metamórfica de El Oro

El resumen de Baldock (1982) sobre la provincia metamórfica de El Oro se deriva principalmente de Feininger y de su mapa publicado a escala 1:50000 (Feininger, 1978). Feininger propuso las siguientes unidades:

(a) Grupo Tahuín (Paleozoico) norte y sur del complejo Raspas. Baldock (1982) subdividió esta unidad en las Formaciones San Roque (gnéisica) y Capiro (de menor grado).

(b) Grupo Piedras (Precámbrico) de anfibolitas, esquistos verdes, cuarcitas y esquistos pelíticos.

(c) La harzburgita de El Toro y la Formación Raspas (esquistos azules) de edad Cretácica

Durante la presente comisión, el grupo identificó cuatro unidades geotectónicas de la siguiente manera:

(a) El complejo ofiolítico de Palenque, no reconocido con anterioridad, en las rocas del sector norte del "Grupo Tahuín".

(b) El bloque de Arenillas: el bloque de origen continental entre los complejos de subducción de Palenque y Raspas.

(c) El complejo de esquistos azules de Raspas, incluyendo la totalidad del "Grupo Piedras".

(d) El bloque La Bocana: el bloque cratónico estable, al sur del complejo Raspas.



El Complejo Ofiolítico de Palenque

A pesar de que se conoció con anterioridad la presencia de serpentinita en el área del Río Palenque (Hoja Santa Rosa) al sur de Pasaje, el grupo que salió en esta comisión pudo confirmar que esto sólo representa parte de un complejo ofiolítico más extenso.

A lo largo del camino a Jubones, las rocas comprenden (ver también julio 8, punto c) metalavas basálticas (rocas verdes), pizarras negras, cherts negros, cuarcitas negras con cherts, meta-argilitas bandeadas grises y verdes, filitas sericíticas, (lavas meta-ácidas?) y filitas sericíticas pálidas. El primer clivaje penetrativo tiene un rumbo aproximado E-W y está asociado a pliegues iniciales menores con fuerte hundimiento, uno de los cuales, con base en evidencia de estratificación gradada, está hacia el este. Se observó una pequeña veta de magnetita-manganeso. A estas rocas se las interpreta como pertenecientes al mismo paquete tectónico, que incluye el complejo ofiolítico de Palenque. Juntas estas rocas podrían formar los restos de un complejo de colisión más antiguo.

Hacia el sur, a lo largo del Río Palenque, los bordes de serpentinita se encuentran asociados, inicialmente con cherts y filitas negras, y hacia el sur con basaltos y cherts, lavas de almohadilla y mélanges tectónicas. Dentro de esta secuencia tectónica existe un bloque de sillimanita xenolítica, que contiene ortogneis y gneis hornbléndico, y rocas gnéisicas similares, algunos bloques que contenían sillimanita fueron observados como rodados en el río que se deriva del bloque septentrional de Arenillas. También se observaron bloques de microdiorita no deformados.

El bloque Arenillas

Al norte comprende: cuarcitas continentales y gneises, los que contienen sillimanita en algunos lugares, como se ha observado en travesías en el camino Chilla (Edgar Salazar y Pablo Duque) el camino Río Negro-Pacca (John Aspden y Francisco Viteri) y en los bloques rodados derivados del sector sur del área del Río Palenque, y a lo largo del Río Jubones en los alrededores del Parque Nacional de Porotillos. Hacia el oeste a lo largo del camino Jubones, 0.3 km al oeste de Chicha, filitas negras y cuarcitas protomiloníticas con fuerte inclinación (rumbo 80°) podrían marcar el límite occidental del bloque en esta área.

Hacia el sur el grupo encontró la anfibolita de Arenillas, y los gneises semipelíticos de La Avanzada. Los últimos demuestran un bandeamiento metamórfico, probablemente superpuesto en estratificación, que se encuentra plegado a lo largo de cizallas subverticales sin mucho espaciamiento y con rumbo E, que producen estructuras antiformas y sinformas con longitud de ondas de varios metros.

El Complejo de subducción de Raspas

El grupo visitó los afloramientos de los esquistos azules de Raspas y la harzburgita de El Toro. Se realizó un estudio del contacto al sur de los esquistos azules de Raspas con el "Grupo Piedras" de edad "Precámbrica", a lo largo de la carretera Playón-Balsas cerca al puente sobre el Río Naranjo, al este del mapa de Feininger. Ocurrieron los siguientes cambios:

(1) 2.4 km al N del puente Naranjo: esquistos azules con clivaje penetrativo S2.

(2) 2.1 km: esquistos de grafito-moscovita con clivaje subpenetrativo S2.

(3) 1.7 km: esquistos azules de Raspas.

(4) 1.4 km: esquistos verdes (Grupo Piedras) con clivaje penetrativo S2.

(5) 0.8 km: esquistos verdes.

(6) Puente Naranjo: esquistos verdes.

(7) 1.0 km al S del puente Naranjo: esquistos verdes miloníticos.

(8) 1.6 km: milonita.

(9) 2.3 km: anfibolita/metagabro tectonizado.

(10) 2.9 km: migmatita.

Con base en estas observaciones el grupo prefirió incluir estos esquistos verdes dentro del Complejo Raspas. El cinturón de milonitas que separa el complejo de Raspas de las rocas metamórficas de mayor grado del bloque Palmales, podría ser interpretado como marcando la misma línea del antiguo margen continental a lo largo de la cual el complejo de Raspas fue acrecionado.

El bloque La Bocana

Sólo se examinó el margen meridional de este bloque, de cualquier manera, las siguientes observaciones podrían tener significado regional:

(1) Su margen meridional está marcado por anfibolitas correlacionadas previamente con el "Grupo" Piedras. El contacto al norte se encuentra marcado por una zona milonítica con los esquistos verdes del complejo de Raspas (arriba).

(2) Esta anfibolita/gneis anfibolítico al norte puede ser trazado a lo largo de la falla hacia los afloramientos al sur de Portovelo.

(3) Las anfibolitas pasan hacia el sur (al sur de Piedras) dentro de gneises pelíticos granatíferos incipientemente migmatizados. Al sur, en La Bocana existen gneises migmatíticos bandeados y granitos para-autóctonos deformados. Estas migmatitas estuvieron correlacionadas previamente con la "Formación" San Roque del "Grupo" Tahuín.

(4) A lo largo de la falla al este, sur de Portovelo, la anfibolita pasa al sur dentro de las cuarcitas y gneises semipelíticos ("Formación" San Roque). Cerca de Porotillo existe un cambio brusco de pizarras de bajo grado con clivajes débiles: la "Formación" Capiro. El grupo estuvo convencido de que las rocas de San Roque son el basamento para las rocas de Capiro.

(5) La "Formación" Capiro al sur de Raspas no fue visitada. Del mapa de Feininger, el cambio de grado también indica una relación de cubierta/basamento vis-a-vis con los gneises de San Roque. Hacia el sur las rocas de Capiro pasan a unidades Paleozoicas fosilíferas no-metamorfizadas (Feininger 1978).

Notas para la interpretación

(a) El complejo de ofiolitas de Palenque es un excelente candidato para la salida de la sutura Calacalí-Pallatanga, la que sugerimos marca el límite oriental del terreno Nono-Shobol (Megard y Lebrat, 1987) al sur de Pallatanga.

(b) En esta interpretación el terreno Chaucha (Feininger, 1987) no estaría separado del terreno Biron por la sutura de Jubones, pero si formaría un bloque simple: el terreno Chaucha-Arenillas, rodeando el bloque cratónico de Arenillas.

(c) El complejo de Raspas es ahora la correlación lógica de la secuencia de colisión del cinturón Occidental de la Cordillera Real. A pesar de que el cinturón Occidental es aparentemente de un grosor menor en El Oro, la zona milonítica de contacto al sur del complejo de Raspas, el que lo separa del bloque Palmales, representa la extensión lógica al SW del frente Baños de la Cordillera Real. Es posible que la mineralización polimetálica de Portovelo y Fierro Urcu sea una continuación de la mineralización Ag-Cu-Zn-Pb relacionada al frente Baños, observado en la Cordillera Real.

(d) El bloque La Bocana probablemente es de edad Precámbrica juzgando por los elementos de alto grado representados. Es posible que los bloques de Palmales y de Chaucha-Arenillas sean derivados del masivo de Arequipa de las costas del Perú (Shackleton et al., 1979).

(e) El contacto entre los gneises de San Roque y las filitas de Capiro probablemente no es una transición metamórfica, sino una relación de basamento/cubierta.

JULIO 12

Sabanilla (Zamora)-Loja-Catamayo

En el sector sur de la Cordillera Real, las rocas semipelíticas comprenden un elemento importante de la geología metamórfica. Este cinturón, la división semipelítica de Loja (ver Primer Informe Anual, Proyecto Cordillera Real, 1987), consiste principalmente de una secuencia gruesa y monótona de cuarcitas, filitas y pizarras. Son de un grado metamórfico uniforme bajo, y se presume que sobreyacen a gneises de basamento y migmatitas más antiguas (¿Precámbricas?). Desafortunadamente fuertes lluvias y deslaves evitaron que el grupo examine parte del complejo de basamento que se encuentra expuesto hacia el este entre Sabanilla y Zamora.

Al este en las rocas semipelíticas, la estratificación y clivaje (S1) son paralelos y fuertemente inclinados con rumbos de Cordillera. También se encuentra presente un débil clivaje de crenulación subhorizontal S2, pero mientras uno va hacia el oeste en el área inmediatamente al este de la cuenca terciaria de Loja, este clivaje S2 se vuelve marcadamente mejor desarrollado y produce un 'cinturón plano'. Al oeste de la cuenca Loja, a lo largo del camino a Catamayo, es visible un fuerte clivaje S2 esencialmente plano, relacionado a pliegues F2 apretados. Subsecuentemente éste ha sido suavemente replegado, pero el clivaje S2 original probablemente estuvo relacionado a alguna forma de tectonismo horizontal, que afectó a la porción occidental de la división semipelítica de Loja.

A lo largo del margen occidental de la cuenca Loja, se encuentran expuestas en el camino principal Catamayo-Loja, aproximadamente 500 m de cuarcitas gnéisicas con cantidades menores de esquistos biotíticos. Éstas se encuentran en contacto de falla con las semipelitas de menor grado al oeste y están relacionadas probablemente a la secuencia de basamento, afloramientos que se pueden observar hacia el norte a lo largo del camino Loja-Saraguro.

JULIO 13

El grupo voló de Catamayo (7:00 am) a Quito (10:00 am).

Dr. John Aspden

APÉNDICE 10

Informes de comisión de la Cordillera Real de norte a sur

ÍNDICE

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 1934 D – G

QUITO, MARZO 28, 1988

PARA	:	GERENTE TÉCNICO, ENCARGADO
DE	:	RAMIRO BERMÚDEZ
ASUNTO	:	Informe Técnico de la comisión efectuada al Río Antisana, cabeceras del Río Cosanga, del 18 al 28 de enero del presente año

SUMARIO:

El Proyecto de Investigación Geológica de la Cordillera Real que se lo ejecuta con la Asistencia Técnica de la Misión Británica efectuó la presente comisión de servicios con el fin de realizar el estudio geológico de la zona sur del Volcán Antisana, noreste del Río Antisana (cabeceras del Río Cosanga); y correlacionarla con el marco geológico regional de la Cordillera Oriental.

Se efectuó el reconocimiento de los afloramientos más conspicuos en el área, que a la postre fueron los sitios más indicados para chequear la geología, dificultándose su estudio por la vegetación muy espesa y densa (carrizales y sigsales); los bloques exóticos encontrados en el pequeño río (sin nombre) son los más interesantes ya que corresponden a rocas básicas, ultrabásicas y carbonáticas.

En afloramiento las rocas corresponden a serpentinita, metalavas, esquistos verdes-cloríticos-moscovíticos-grafitosos y a rocas micro y macro granudas cuarzo feldespáticas.

Se recolectaron alrededor de 40 muestras de rocas y 13 de sedimentos pesados y fluviales para su respectivo análisis y estudio.



INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo

Estudio geológico de la zona sur del Volcán Antisana (cabeceras del Río Cosanga)

1.2. Personal asignado conformado por:

Ing. Ramiro Bermúdez A. (INEMIN)

Dr. Martin Litherland (ODA)

Sr. Manuel Celleri (prospector/INEMIN)

Sr. Oscar Acosta (conducción y mantenimiento del vehículo/INEMIN)

Como transporte se utilizó el Jeep Land Rover AT-0056 perteneciente a la Misión.

1.3. Aspectos geográficos

El área de estudio se localiza al este sureste de Quito, aproximadamente a 90km, la mayor parte del recorrido se lo realiza a través de caminos de segundo y tercer orden, la punta de la carretera se encuentra aproximadamente a 60km de la población de Píntag (2890 msnm) en la margen izquierda del Río Antisana (8129-9329). El resto del recorrido a las cabeceras del Río Cosanga se lo realiza a pie cruzando los páramos andinos que constituyen la mayor parte, la zona de estudio pertenece a las provincias de Pichincha y Napo.

1.4 Clima y Vegetación

El área de estudio corresponde al piso climático Frío Andino, donde se encuentran los páramos y pajonales (3800-4000 msnm), con una vegetación representada por: achupallas, chuquirahuas, togros y grandes sectores de carrizales y sigsales.

1.5. Hidrografía

El principal eje hidrográfico constituye el Río Antisana, que nace en las estribaciones del Volcán (4400 msnm) que lleva su nombre, además existen otros tributarios grandes (sin nombre) que nacen en las zonas altas y se juntan al Río Antisana; el cual al sur se une con el Río del Valle Vicioso para formar el Río Verdeyacu.

1.6 Población

Los habitantes de las zonas aledañas al Río Antisana El Carmen (3250 msnm), San José están dedicados a la agricultura, ganadería, además en pequeña escala a la elaboración de quesos y al faenamiento y cría de ganado bovino.

1.7 Vías de comunicación

La vía Quito-Píntag asfaltada constituye el enlace hacia la zona de estudio (33.5 km); de Píntag hasta la punta de la carretera (60 km) es una vía afirmada, carretera que en la mayor parte es nueva, construida para la ejecución del proyecto de agua potable (EMAPQ).

De la punta de la carretera, hacia la zona de estudio se lo realiza a través de senderos, o trochas naturales en su mayor parte.

1.8 Usos del suelo

La mayor parte de los suelos están dedicados a labores agrícolas y ganaderas: El Carmen, Hcda. La Cocha y sus alrededores. En la zona investigada existen áreas que podrían ser dedicadas para la agricultura, pero debido a la falta de una carretera de penetración éstas se hallan sin uso.

1.9 Industrias

Están totalmente ausentes.

1.10 Trabajos anteriores

– Sauer W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.

– INEMIN (1987) Hoja Geológica de Píntag (No. 85) escala 1:100000, publicación provisional.

1.11 Metodología de trabajo

- Observaciones geológicas “in situ”.
- Recolección de muestras de roca para su respectivo estudio petrográfico o análisis químico, y toma de sedimentos fluviales y pesados.

Se utilizó la hoja topográfica Laguna de Micacocha, escala 1:50000, editada por el IGM; y las fotografías aéreas que cubren el área, escala 1:60000.

2. GEOMORFOLOGÍA

En esta región existen cambios abruptos en la morfología, con terrenos quebrados y cúspides que alcanzan los 4000 msnm. Fuertes vientos, lluvias y heladas caracterizan a estas zonas.

La morfología en el área investigada ha sufrido la acción de los glaciares formando grandes circos y terrenos glaciales, incluso lagunas que son observadas fácilmente en las fotografías aéreas.



3. GEOLOGÍA

3.1 Introducción

El recorrido efectuado en el sur del Antisana, hacia el noreste cabeceras del Río Cosanga se lo realizó con el fin de estudiar las rocas pertenecientes al complejo metamórfico y no-metamórfico de la Cordillera Real en su "faja Central", y relacionarlas dentro del contexto geológico regional.

Cabe destacar que durante la permanencia en el campo el tiempo fue bueno con escasas precipitaciones y con recorridos sin obstáculos difíciles (senderos y trochas) lo que benefició para efectuar el trabajo previsto.

Básicamente, el estudio geológico comprende la ubicación y estudio de los afloramientos "in situ"; y el estudio de bloques rodados exóticos (ciertos sitios).

La descripción y ubicación se dificulta por la falta de nombres de los ríos y quebradas, que no han sido bautizadas en la hoja Laguna de Micacocha 1:50000 (topográfica).

La descripción de la geología del área se la divide en el complejo metamórfico, y descripción de los bloques rodados. Del bateado en los ríos y quebradas no se observó la presencia de oro, debido tal vez a que estos ríos son de corto recorrido y atraviesan terrenos bajos, terrazas jóvenes o están afectados por derrumbes que no permiten una sedimentación tranquila.

3.2 Complejo Metamórfico "in situ"

La mayor parte de los afloramientos de rocas metamórficas se localizan al noreste y este del Río Antisana, corresponden a rocas de bajo y mediano grado.

3.2.1 Rocas metagranitoides

Rocas de grano medio a grueso, localizadas al norte y este del Río Antisana; en el afloramiento (8174-9325) existen rocas de grano grueso, cuarzo feldespáticas micáceas, con cuarzo azul.

En las observaciones realizadas en una pared nueva producto de un derrumbe reciente (8195-9318), estas rocas grises blanquecinas de grano medio a grueso presentan venas de cuarzo y estructuras tipo "ojos". El afloramiento de estas rocas granitoides posiblemente es toda la pared occidental que va a lo largo del río.

Los afloramientos (8213-9297), ubicados al este del Río Antisana, son rocas de grano grueso gris blanquecinas, sus paredes se hallan intercaladas con cuarzo y material carbonáceo, cuarzo-feldespático micáceo. Estas rocas granitoides son masivas, compactas, sobresaliendo morfológicamente por presentarse como verdaderas murallas (3940 msnm).

3.2.2 Rocas metasedimentarias

El afloramiento (8176-9326), que aproximadamente tiene 15×80 metros, está compuesto por rocas grises plomizas blanquecinas, masivas y muy "fracturadas", en las mismas se encuentra acumulación de material calcáreo (concreciones), estas rocas son producto de la recristalización de un metamorfismo de contacto regional posiblemente de calizas o dolomías. Las rocas son mármoles impuros. Característica del área es la presencia de material carbonatado que viene en solución, en las aguas y son depositadas en la pared de los afloramientos. Probablemente hacia el extremo oriental cabeceras del Río Cosanga (8266-9318) existe un núcleo que pueda estar conformado por rocas carbonatadas (?).

En las coordenadas (8165-9325) el afloramiento es de filitas de color gris a negro, grafíticas, (8217-9331) se caracteriza por la presencia en bajo porcentaje de grafito, además de venas de cuarzo. Es característico de estos afloramientos el presentar sus paredes muy alteradas (Fe_2O_3 ... / oxidación). Los afloramientos se hallan expuestos, gracias a que no están recubiertos por mantos potentes de depósitos volcánicos.

3.2.3 Rocas metavolcánicas

Los afloramientos de estas rocas (8159-9321) están compuestos por rocas verdosas con clorita, cuarzo y feldespato micáceo correspondiendo a esquistos verdes, tipo metatoba, intercalados con bandas limolíticas. Se observó en la lámina respectiva la presencia de volcaniclastos deformados (textura relíctica). El protolito de estos esquistos verdes probablemente es de origen ígneo.

En la quebrada (8182-9321) se observó rocas grises verdosas, subhorizontales – metalavas cloritizadas – con presencia de sulfuros diseminados; estas metalavas se hallan "cortadas" por rocas grises blanquecinas de grano grueso cuarzo-feldespáticas que pertenecen a rocas metagranitoides, compactas, masivas, formando un cuerpo tabular.

3.2.4 Rocas ultrabásicas

Rocas que se encuentran en afloramiento (8160-9321) más o menos a los 4150 msnm, presentándose como una "ventana" en la Cordillera Real, las rocas son masivas, grises obscuras verdosas, con rumbo N-S/buzando al oeste, este afloramiento corresponde a serpentinitas (antigorita). Estas rocas serpentiníticas se hallan sobre las filitas negras grafitosas quedando al descubierto de la cobertura volcánica manifestándose como verdaderos picos que son conspicuos en el área. Estas rocas en su conjunto están relacionadas con las metalavas verdes.

3.3 Complejo Metamórfico en bloques

La mayor parte de los bloques recolectados fueron tomados de las quebradas o ríos que se unen al río principal Antisana.

3.3.1 Bloques metagranitoides
Bloques de rocas de grano medio a grueso, cuarzo-feldespáticas se caracterizan por la presencia de sulfuros diseminados y pirita cristalizada. Los bloques son de color gris blanquecino.

3.3.2 Bloques metavolcánicos
Los bloques corresponden a metalavas máficas alteradas, con presencia de epidota (353A, 353I, 353J), éstas forman la mayor parte de la litología de bloques de este pequeño drenaje. En general algunos bloques de "metalavas" contienen sulfuros, minerales magnéticos (Fe_3O_4) y, su color característico es de gris pálido a gris verdoso. Estos bloques se hallan en las coordenadas planas (8195-9305).

Bloques de rocas epidotizadas (% elevado) con sulfuros (no común), alteradas (353A, 353G) se hallan en el trayecto a la desembocadura del Río que se une al brazo mayor (8195-9308). Estos bloques de metalavas verdes podrían relacionarse con las rocas del conjunto de metalavas del Río Mulatos (?).

3.3.3 Bloques ultrabásicos
Se encontró bloques de serpentinita (antigorita) con carbonatos (353F) de color gris verdoso a negro, aunque no son comunes en el área (8195-9305) la procedencia de estos bloques probablemente sea cercana, ya que la morfología de la quebrada es suave abriéndose con terrazas ubicadas a varios niveles y sin un gran desnivel.

Además, se encontró un bloque errático (353H), compuesto por minerales alargados (anfíboles) verdes fibrosos alterados a talco, no común en el lecho del río (8201-9306). El conjunto de estos bloques, en el campo están formando la base de las terrazas aluviales del río, que además posee un elevado porcentaje de oxidación.

3.4 Estructura del Complejo Metamórfico
La estructura del área que corresponde al complejo metamórfico sugiere la presencia de una antiforma con buzamientos de foliación tectónica suaves a moderados de sus flancos, los cuales están conformados por rocas ultrabásicas (serpentinitas), metalavas verdes, esquistos y filitas (W); hacia el otro flanco (E) se presentarían con las mismas características, y, la antiforma tendría como núcleo a las rocas metagranitoides de grano medio a grueso. Esto sugiere la presencia de grandes "sobrecorrimientos" en el sector.

Queda por dilucidar la dirección de estos sobrecorrimientos, lo que ayudará a esclarecer la interpretación previa de la zona.

3.5 Rocas de Cobertura
Volcánicos recientes: las rocas y depósitos pertenecientes a los volcánicos provenientes del Volcán Antisana están restringidos al sector occidental del área, en su mayor parte corresponden a flujos de lavas columnares cubiertos por potentes mantos piroclásticos que recubren en parte al Complejo Metamórfico de la Cordillera Real.

4. GEOLOGÍA ECONÓMICA

4.1 Minerales metálicos

4.1.1 Oro
No se observó en el bateado, posiblemente debido a que los sitios recogidos no eran lo más "aptos" debido a la formación de terrazas bajas y suelos con elevada cantidad de grava, de todas maneras, los análisis químicos respectivos determinarán la presencia o ausencia del mismo.

4.1.2 Pirita/Calcopirita
En los bloques de metalavas verde, epidotizadas se observa la presencia de mineralización de sulfuros diseminados y cristalizados (pirita/calcopirita).

En bloques de esquistos verdes cuarzo-feldespáticos se observa también la presencia de sulfuros diseminados y cristalizados (pirita y calcopirita), relacionados con las venas de cuarzo.

4.1.3 Magnetita
Existe la presencia de minerales magnéticos (Fe_3O_4), minerales negros con caras triangulares, brillo metálico.

4.2 Minerales no-metálicos y rocas

4.2.1 Asbesto
Anfíboles verdes alargados de estructura asbestiforme, alterado a talco se encontró esporádicamente. Es posible que sean parte del conjunto de rocas verdes recolectadas en el lecho del río (8201-9306).

4.2.2 Carbonato
En afloramiento existen mármoles impuros, que son el resultado de la recristalización de calcita o dolomita (metamorfismo). Es común el encontrar las paredes de los afloramientos recubiertos de carbonato (precipitación), pero no se detectó cristales de calcitas en el campo.



5. RECOMENDACIONES

Continuar la exploración hacia el este, para tratar de localizar en sitio las diferentes litologías encontradas: metalavas verdes, serpentinita, rocas epidotizadas, etc., que debido al poco tiempo de la comisión no fue posible continuar con su exploración.

Efectuar estudios prolijos sobre la estructura de la zona (antiforma) y tratar de determinar la dirección de los sobrecorrimientos.

Ing. Ramiro Bermúdez A.

PROYECTO CORDILLERA REAL

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 5400

QUITO, DICIEMBRE 01, 1987

PARA : GERENTE TÉCNICO

DE : RAMIRO BERMÚDEZ y MARTIN LITHERLAND

ASUNTO : Informe Técnico de la comisión efectuada a Salcedo-Las Carmelas-Río Mulatos, del 28 de septiembre al 8 de octubre de 1987, a fin de ubicar la "faja de skarn in situ"

SUMARIO:

El Proyecto de Investigación Geológica de la Cordillera Real en su Primer Informe Anual (Marzo, 1987), reportó litologías de bloques "exóticos" localizados en el Río Mulatos (Corte 4: Salcedo-Tena) pertenecientes a rocas tipo skarn, a fin de localizar estos bloques "in situ" se efectuó la presente comisión de servicios.

En el sector del Río El Placer aguas arriba se localizó in situ ("Las Arenillas") a la faja de skarn pálido con presencia de carbonato, sectores epidotizados con granate y sulfuros diseminados en la mayor parte. Además, se observó rocas metamórficas: esquistos verdes y grafíticos con mineralización de sulfuros – que es común –, metalavas con biotita, bajo grado de metamorfismo y rocas intrusivas de color crema amarillento muy alteradas y fracturadas. Este sector desde la base "San Martín" (El Placer) 2250 msnm a "Las Arenillas" (2950 msnm) está caracterizado por ser un área muy dislocada e inestable, en su trayecto se encuentra un sin número de grandes bloques que han caído de las partes más altas y derrumbes que dificultan un seguimiento continuo de las rocas pertenecientes al skarn y su relación con respecto a las demás rocas.

Se ha recolectado alrededor de 50 muestras para su respectivo estudio mineralógico-petrográfico y composicional (análisis químico).

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo
Localizar "in situ" la litología de bloques exóticos pertenecientes a la "faja de skarn".

1.2 Personal asignado
Conformado por la Brigada No. 1

Ing. Ramiro Bermúdez A.	INEMIN
Dr. Martin Litherland	ODA
Sr. Manuel Célleri	Prospector/INEMIN

Como transporte se utilizó el Jeep Land Rover AT-0068, de la misión

1.3 Aspectos geográficos
El área se encuentra ubicada al sureste de Quito, aproximadamente a 120 km (Salcedo), y hacia el oriente hasta el sector denominado Las Carmelas (Km 60, 2850 msnm), tramo que aproximadamente se lo cumple en dos horas y media desde Salcedo, y que pertenece a las provincias de Cotopaxi y Napo.

1.4 Clima y vegetación
La región comprendida entre Las Carmelas (2850 msnm) y Tambo de los Leones (3150 msnm), se caracteriza por la presencia de precipitaciones, vientos y un clima temperado Andino.

El área entre los Ríos Zapalá (2330 msnm) y El Placer (2850 msnm) con clima templado a subtropical y precipitaciones fuertes sobre todo en estos meses (agosto/octubre) que corresponden al "invierno" en esta zona

La vegetación del área se caracteriza por la presencia de grandes bosques y una gran variedad de flora subtropical.

1.5 Hidrografía
El principal eje hidrográfico constituye el Río Mulatos, que en su mayor parte es torrentoso y muy quebradizo, recibiendo los siguientes ríos como tributarios: Zapalá y El Placer.

1.6 Población
Los colonos (número reducido) están dedicados a la agricultura, ganadería y a la explotación de la madera, esto en el tramo Tambo de los Leones y Las Carmelas. El resto, hacia el sector más oriental se encuentra deshabitado (Río Zapalá-Río El Placer).

1.7 Vías de comunicación
La Panamericana Sur (vía de primer orden) Quito-Salcedo, 120 km, constituye el enlace a la zona, de aquí hasta el sector Las Carmelas 60 km, a través de una vía de segundo orden, lastrada en su mayor parte.

Del Km 60 al Río El Placer, se lo realiza a través de una trocha y a lo largo del lecho del Río Mulatos, lo que dificulta que el avance sea rápido.

1.8 Usos del suelo
Un alto porcentaje de los suelos están dedicados a labores agrícolas y ganaderas (Las Carmelas), el resto permanece todavía virgen (selva subtropical).

1.9 Industrias
Por falta de una vía de penetración adecuada las industrias están totalmente ausentes en esta área (Las Carmelas-Río Mulatos).

1.10 Trabajos anteriores

- Sauer W. (1965), Geología del Ecuador, Quito
- Bermúdez R. y Litherland M. (1986), INEMIN, Informe técnico de la comisión al corte 4: Salcedo-Tena. No publicado.
- Litherland M. (1987). Primer Informe Anual, Proyecto Cordillera Real

1.11 Metodología de trabajo
La metodología seguida fue:

- Observaciones geológicas 'in situ'
- Estudio de las estructuras
- Recolección de muestras para su análisis químico y petrográfico
- Determinación de la extensión del afloramiento de la "faja de skarn"

Se utilizaron las hojas: topográfica escala 1:50000 de Laguna Anteojos, y las hojas planimétricas de Chalupas (152) y Río Mulatos (160), 1:50000; editadas por el IGM, y las fotografías aéreas que cubren el área, escala 1:40000 y 1:60000.

2. GEOMORFOLOGÍA

El área se caracteriza por:

- Zonas con pendientes fuertes y quebradas profundas en el sector “El Placer” (2950 msnm) a Las Arenillas (2950 msnm); constituyendo verdaderos lomos (cuchillas) que bajan de las zonas altas (aprox. 3000 msnm), área en la cual se localizó la “faja de skarn”.

- Zonas con pendientes moderadas a suaves, sobre todo a lo largo del Río Mulatos, pero obstaculizando su recorrido por la gran cantidad de bloques sueltos que son un peligro para caminar (lluvia, barro, musgo, etc).

3. OBJETIVOS Y FUENTES DE INFORMACIÓN

La comisión fue designada sólo para ubicar afloramientos de rocas tipo “skarn”. Bloques de esta litología fueron observados en el Río Mulatos y sus afluentes durante la comisión “Salcedo-Tena” (Litherland y Bermúdez, 1986) y, luego en el Río Parcayacu (Niágara Grande) y afluentes (Merlyn y Cruz, 1986) más al sur. Cabe decir que afloramientos de “skarn” aún no han sido encontrados en la zona de los Llanganates hasta este estudio. Aunque no se había visto oro en la batea por la zona, una selección de rocas de “skarn” y rocas asociadas mineralizadas fueron analizadas en los laboratorios de INEMIN para oro, dando valores de 1 hasta 14 ppm Au (Litherland, 1987).

Hay un resumen de los resultados de la investigación de los bloques de “skarn” en Litherland (1987), tanto de interés económico como geológico. Este resumen está basado en parte en estudios petrográficos bajo el auspicio de B. P. Minerals International en Inglaterra. Recientemente de la misma empresa llegaron los resultados de los estudios de las muestras de minerales pesados. La mayor parte de los datos petrográficos en este informe están basados en un estudio petrográfico hecho bajo el auspicio de B. P. Minerals International. Estos resultados y los de los minerales pesados serán presentados en el Segundo Informe Anual del Proyecto Cordillera Real en 1988.

4. NOMENCLATURA TOPOGRÁFICA

Las cuatro quebradas principales que se unen para formar el Río El Placer han sido “bautizadas”, y también la serranía que forma las alturas. Esto facilita la descripción de la geología de la zona.

5. GEOLOGÍA

5.1 Geología regional

Esta comprende gneises y esquistos de varias litologías que se encuentran in situ por los Ríos Anatenorio y Mulatos (Litherland y Bermúdez, 1986; Litherland, 1987). Incluyen gneis de ojos, gneis biotítico-moscovítico, esquistos grafíticos y moscovíticos, cuarcitas y anfibolitas. En todas estas litologías el mineral granate puede estar presente. Bajando el Río Mulatos hay afloramientos de gneis hornbléndico-biotítico, el cual se interpreta como metatonalita/diorita. En varios sectores del Río Mulatos los gneises tienen aspectos miloníticos. Los gneises de origen metaplutónico han sido correlacionados con la fase ígnea de Azafrán (Litherland, 1987).

En estas rocas que afloran en los Ríos Anatenorio y Mulatos, la foliación subvertical tectónica está relacionada a D2, con excepción del afloramiento en la cueva de Langoa que tiene un buzamiento suave relacionado a replegamiento D3.

5.2 La geología del Río El Placer abajo del skarn

En el Río El Placer (Fig. 1) no hay afloramientos abajo de la unión de los 'afluentes' (San Martín, San Manuel, etc.). Arriba en las quebradas afloran esquistos grafíticos y moscovíticos y, gneis milonítico "semipelítico" con buzamientos de foliación tectónica (S2) de 30° hasta 70° al oeste. Más arriba, pero abajo de la secuencia del "skarn" hay bloques grandes provenientes de derrumbes de una roca anfibolítica, masiva, verde medio, tipo 'metalava' andesítica con megacristales de biotita y un afloramiento de esta roca con foliación tectónica. La roca es parecida a un lamprófido, pero la cantidad de bloques y el aspecto del afloramiento indican una nueva metalava en lugar de metadique. En la boca del Río Zapalá hay muchos bloques de esta litología. Entre esta metalava y los gneises hay bloques angulares y afloramientos ¿in situ? de un mármol negro de tipo "roca de tigre" con vetas de calcita las que se alteran a color amarillo/café.

5.3 La secuencia de "skarn" en afloramiento

Hay bloques grandes de skarn en el Río El Placer y tanto por esta observación como por su cuenca de drenaje limitada, este río fue elegido para la búsqueda de afloramientos. Cabe notar que hay bloques de "skarn" en los afluentes más al sur, los que son menos accesibles y con muy grandes cuencas de drenaje para explorar. En el Río El Placer, los bloques desaparecen por una distancia arriba de la unión de las quebradas para reaparecer en la Quebrada "San Martín" a una altura de 2600 m.

Por la Quebrada "San Martín", los "skarns" afloran a alturas de 2900-3100 m (Fig. 2) y había bloques de skarn y metaintrusivo en la quebrada al final de la travesía (3100 m), presumiblemente hay más "skarn" arriba de 3100 m.

Los afloramientos de otras litologías de la secuencia de "skarn" demuestran foliaciones tectónicas/esquistosidades de bajo ángulo (0°-25°) y por eso se puede tratar la secuencia como una capa horizontal (Fig. 2).

Se encuentran los skarns "verdaderos" (Fig. 2) en tres afloramientos de tipo cascada. En los dos afloramientos por debajo, las rocas de skarn son de tipo "pálido" mostrando coloraciones rosadas (granate), clinopiroxeno (verde pálido) y anfíbol (verde oscuro-negro). Están asociadas con ¿skarns? De roca de clinopiroxeno-anfíbol-epidota de color verde medio; y anfibolita de color verde medio con fuerte metasomatismo cálcico (anfíbol, epidota, granate, magnetita). Hay también una muestra de roca de cuarzo-grosularia que corresponde a un protolito sedimentario. La mayoría de las otras muestras tienen un protolito que corresponde a una roca fina máfica, posiblemente andesítica.

Más arriba hay una banda de 3 m de skarn con tipos clinopiroxeno-epidota-magnetita, y epidota.

Otras rocas que afloran (Fig. 2) son esquistos pelíticos, esquistos grafíticos con granate y biotita, mármol silíceo, metadiorita y una roca de plagioclasa probablemente de origen andesítico. Estos dos últimos son fuertemente afectados por metasomatismo.

5.4 La secuencia de skarn y otras litologías en bloques rodados

En el Río Mulatos y en el Río El Placer los bloques de skarn más comunes son del tipo pálido dominado por granate, epidota y clinopiroxeno. Por el Río El Placer estos bloques pueden tener el tamaño de una casa. Otros litotipos de bloques, no vistos en afloramientos son los siguientes:

(a) Serpentinitas (No. 261) una con una veta (12 cm) de magnesita (No. 262), sólo en el Río Mulatos (Fig. 1).

(b) "Roca de tigre": en el Río El Placer y Quebrada San "Manuel" hay una abundancia de rocas de mármol y "skarn" con vetas de carbonato paralelo a la foliación los que se alteran con color amarillo/café. Otro tipo es una calcilutita de filita negra con capas carbonáticas (1-5 cm) con una alteración amarillo/café.

(c) Mármol silíceo grafítico (No. 280): en el Río El Placer, de color negro y grano fino con esfalerita.

(d) Skarn de diópsido (No. 274) en la Quebrada San "Manuel": bloques angulares asociados con metalavas. Roca denominada diópsida. Podría ser de protolito serpentinítico.

(e) Brecha de skarn (No. 281): en el Río El Placer: con "clastos" oscuros de composición epidota-anfíbol-calcita asimiladas por zonas ricas en epidota. Magnetita (ca. 10%) es el mineral opaco dominante.

(f) Meta-aglomerado (No. 272): en la Quebrada San "Arturo": roca cuarzo feldespática gnéisica con moscovita, con clastos angulares (hasta 4 cm de largo) vidrios volcánicos con feldespato porfirítico.



(g) Cuarzo: bloques de hasta 100×50×50 cm de veta de cuarzo, uno (No. 276) de Quebrada "San Gonzalo" con galena.

(h) Esquistos de pirita: en el Río Mulatos (No. 265), con moscovita, epidota, cuarzo, pirita (25%) y flogopita; y en el Río El Placer (283) con calcopirita.

(i) Dique ígneo (282): en el Río El Placer, bloques de tamaño 50×30×20 cm de dique microfeldespático pálido sin minerales máficos.

(j) Esquisto calcáreo epidotizado (286): Río Mulatos con cuarzo, epidota, actinolita, granate, clorita, pirita y esfalerita.

(k) Anfibolita alterada (267A): Río Mulatos, con alteración por granate, epidota, pirrotina (7%) y anfíbol. Calcopirita está presente.

(l) Skarn de clinozoisita (267H): Río Mulatos, roca rosada casi monominerálica.

(m) Mármol impuro con granate porfiroblástico (265A): Río Mulatos; con granates de 1 cm de diámetro en matriz carbonática.

(n) Turmalinita (269B): Río Mulatos, negro, chorlo-dravita con calcopirita.

5.5 Estructura

El cambio de actitud de la foliación tectónica del Río Mulatos hasta "Serranía Arenillas" es el punto clave para explicar la presencia de la secuencia de "skarn" e interpretar su extensión. En el Río Mulatos la foliación tectónica es subvertical y fuertemente inclinada al Oeste. Subiendo al Río El Placer el ángulo cambia a 30°-50° al oeste en los esquistos y gneises. Arriba en la secuencia de "skarn" la foliación tectónica es subhorizontal. En todas partes se puede demostrar que la foliación tectónica representa por lo menos la segunda fase de deformación. Se puede interpretar el cambio de actitud de la foliación mayor como consecuencia de sobrecorrimiento regional

5.6 La extensión del nuevo campo de skarn "Serranía Arenillas"

Los afloramientos, con foliación subhorizontal ocurren a 3000 m de altura por la cima de "Serranía Arenillas". No se puede seguir esta "capa" por expresión fotogeológica. La falta de bloques de "skarn" en el Río Zapalá (Fig. 1) sugiere que los "skarns" no están expuestos por los flancos occidentales de la serranía (es decir por el valle de Zapalá). Así la secuencia de skarns está limitada tectónicamente al lado oriental. La presencia en el Río Zapalá de muchos bloques de 'metalava' del tipo que aflora de abajo de los skarns en el Río El Placer (con porfiroblastos de biotita) sugiere que la secuencia de "skarn" tiene una estructura sinformal con el flanco occidental más parado.

Más al sur de "Serranía Arenillas" hay bloques de "skarn" en los Ríos Tigre y Negro Chico. Arriba en este último río hay bloques en sus afluentes (Merlyn y Cruz, 1986). Se supone que el campo de skarn se extiende con rumbo Andino hasta este sector, pero sólo en las alturas de la cordillera.

5.7 Origen de los skarns

Las características litológicas de los skarns de "Serranía Arenillas" corresponden al tipo de "skarn" cálcico magnetítico (Einaudi et al., 1981), con un origen de arco de isla. Estas características son las siguientes:

(1) Los litotipos encontrados.

(2) Asociación con intrusivos dioríticos epizonales.

(3) Su ensamblaje epidota-grandita-ferroclinopiroxenita.

(4) Alteración epidota-piroxeno de rocas plutónicas y volcánicas.

6. POTENCIAL ECONÓMICO

6.1 Introducción

La presencia de sulfuros abundantes es una característica de los afloramientos y bloques de "skarn" y sus litologías asociadas. La información siguiente viene de datos del campo y análisis geoquímico.

6.2 Oro

Las cantidades de oro en roca indicadas por análisis de INEMIN en 1986 no han sido confirmadas por estudios por dos compañías privadas. Parece que el campo de skarn no es una gran fuente de oro como se indica por la falta de oro en el bateo.

6.3 Plata

El más alto valor por análisis de sedimentos fluviales por una compañía privada es 0.206 ppm Ag.

6.4 Arsénico

El más alto valor por análisis de sedimentos fluviales por una compañía privada es 117 ppm, lo que proviene del Río El Placer.

6.5 Cobre

Se ha notado pequeñas cantidades de calcopirita en muestras de roca (ej. 267A, 269B, 283).

6.6 Mercurio

El más alto valor por análisis de sedimentos fluviales por una compañía privada es 0.204 ppm Hg del Río El Placer.

6.7 Molibdenita

El más alto valor por análisis de sedimentos fluviales por una compañía privada es 1.81 ppm Mo del Río El Placer.

6.8 Plomo
Mineralización pequeña de galena fue notada en un bloque proveniente de la Quebrada "San Gonzalo" (No. 276). El más alto valor por análisis de sedimentos fluviales por una compañía privada es 15.2 ppm Pb del Río El Placer.

6.9 Zinc
Esfalerita fue notada en la meta-andesita de la secuencia de skarn (292A) y en bloques (266, 280). El más alto valor por análisis de sedimentos fluviales por una compañía privada es 182 ppm Zn del Río El Placer.

6.10 Níquel
Hay 7% de pirrotina en la muestra No. 267A.

6.11 Hierro
Magnetita es un componente en las muestras 281, 286G, y 292A. En No. 292A comprende 15% de la roca.

6.12 Magnesita
Hay una veta de ¿magnesita? de 12 cm de espesor en un bloque de serpentinita (262).

6.13 Turmalina
Hay un bloque pequeño de turmalina (chorlo-dravita) (269B).

6.14 Resumen
La identificación de bloques de "skarn" (Litherland y Bermúdez, 1986) y su ubicación en afloramientos (este informe) es un gran paso en el conocimiento de la geología y potencial mineral de los Llanganates. Los estudios y análisis geoquímicos hasta ahora no han encontrado yacimiento de minas, pero la mineralización observada en las muestras estudiadas y la probable extensión al sur ¿y al norte? del campo de "skarn" Serranía Arenillas, indica una zona favorable para la prospección minera.

Los bloques de serpentinita pueden o no estar asociados con la secuencia de skarn. Estos bloques fueron vistos en el Río Mulatos más arriba que los bloques de skarn. De cualquier manera, la fuente de la serpentinita puede constituir también una zona de potencial minero.



7. REFERENCIAS

EINAUDI M. T., MEINERT L. D. y NEWBERRY R. J. (1981) Skarn deposits, Econ. Geol., 75th Anniv. Vol.

LITHERLAND M. (1987) Proyecto Cordillera Real, Primer Informe Anual. INEMIN-Misión Británica (no publicado).

LITHERLAND M. y BERMÚDEZ R. (1986) Informe técnico de la comisión Salcedo-Tena. INEMIN No. 5045 (no publicado).

MERLYN M. y CRUZ M. (1986) Informe técnico de la comisión al área central de Los Llanganates. INEMIN No. 6452 (no publicado).

Ing. Ramiro Bermúdez A. Dr. Martin Litherland

PROYECTO CORDILLERA REAL

ADJ. Dos mapas

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 0065

QUITO, ENERO 11, 1987

PARA : GERENTE TÉCNICO

DE : RAMIRO BERMÚDEZ y MARTIN LITHERLAND

ASUNTO : Informe técnico de la comisión efectuada a Patate-El Triunfo-Cordillera de Los Llanganates, del 9 al 20 de noviembre de 1987

SUMARIO:

El Proyecto Cordillera Real se lo ejecuta bajo la Asistencia Técnica de Gran Bretaña, dentro de la programación contemplada para el segundo año estaba previsto la presente comisión de servicios del 9 al 20 de noviembre de 1987 a Patate-El Triunfo-Cordillera de los Llanganates, a fin de efectuar el estudio geológico-estructural de la Cordillera de los Llanganates en el sector de Cerro Hermoso y correlacionarlo dentro del marco de la Cordillera Real.

Las rocas observadas en los tramos: Patate-El Triunfo-Río Muyo-"Cordillera"-Cerro Hermoso pertenecen a rocas metamórficas que conforman el basamento de la Cordillera: esquistos micáceos (biotita-moscovita-sericita) con contenido de cuarzo, rocas macrogranudas cuarzofeldespáticas con moscovita (ortogneis), filitas negras, con enriquecimiento en carbonatos y con presencia de pirita, calcopirita, y observándose la formación de una pátina iridiscente en las piritas, calizas negras bituminosas con intercalación de areniscas de color negro mal clasificadas – zona de turbulencia? – ; además se observó relacionadas con las vetas de cuarzo que van desde centímetros hasta varios metros, minerales como magnetita, sulfuros (pirita-calcopirita). Los esquistos en ciertos sitios contenían granates, minerales de hierro y clorita.

Además, se encontró turmalinas negras (¿chorlo?). Es común observar sobre todo en el sector de Cerro Hermoso la presencia de "cavernas" en las calizas negras ocasionadas por la circulación de H_2O rica en carbonatos o, por la disolución de los carbonatos contenidos en las calizas.

Se recolectó alrededor de 60 muestras de roca y 8 muestras de sedimentos pesados y fluviales para su respectivo estudio.



1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo
Estudio geológico-estructural de "Cerro Hermoso".

1.2 Personal asignado
La comisión estuvo conformada por:

Ing. Ramiro Bermúdez A.	INEMIN
Dr. Martin Litherland	ODA
Sr. Vicente Navarro	Chofer/INEMIN

También nos acompañó el Sr. P. Townsend de la empresa B. P. Petroleum, Quito.

Como transporte se utilizó el Jeep Land Rover AT-0068, perteneciente a la Misión.

1.3 Aspectos geográficos
El área se encuentra localizada al sur-sureste de Quito, aproximadamente a 190 km de El Triunfo 2450 msnm, de aquí a Cerro Hermoso 3840 msnm, se lo realizó a través de "camino de mulas" y trocha; tomando 3 días hasta el sitio de estudio que pertenece a la Provincia de Tungurahua, Cantón Patate, Parroquia El Triunfo.

1.4 Clima y vegetación
El área de estudio corresponde a una zona climática definida como de altas mesetas y montañas, tipo frío; así, la parroquia El Triunfo (2450 msnm) a la Base 1 Río Muyo (2970 msnm), pertenece a un clima temperado Andino, con lluvias abundantes, en la mayor parte del año, con una vegetación rica y variada, sobre todo en cereales, tubérculos, pastos, madera, etc.

De la Base "Cordillera" (3730 msnm), al sector de Cerro Hermoso (4500 msnm), corresponde al piso climático Frío Andino, donde se ubican los páramos y pajonales y una vegetación representada por líquenes, frailejones, helechos, etc.

1.5 Hidrografía
El principal eje hidrográfico constituye el Río Muyo, que nace en la Cordillera de los Llanganates con el nombre de Pucará y corre de norte a sur-suroeste, aguas que luego desembocan en el Río Verde Chico.

1.6 Población
Los habitantes de la parroquia El Triunfo y sus alrededores están dedicados a la agricultura, ganadería y a la explotación de la madera. El tramo Tres Cruces hasta Cerro Hermoso, está totalmente deshabitado; sólo es visitado por viajeros que van en busca de contemplar el paisaje y la naturaleza de la zona.

1.7 Vías de comunicación
La Panamericana Sur (vía de primer orden), Quito-Patate, aproximadamente 160 km constituye el enlace al área, de aquí hasta la parroquia El Triunfo 32 km, 2450 msnm, a través de una vía de segundo orden, afirmada en su mayor parte.

De El Triunfo hasta Cerro Hermoso, se lo realiza a través de senderos o trochas.

1.8 Usos del suelo
Un elevado porcentaje de los suelos están dedicados a labores agrícolas y ganaderas – Parroquia El Triunfo y sus alrededores – el resto permanece sin uso.

1.9 Industrias
Debido a la falta de una vía de penetración adecuada las industrias están ausentes en el área (El Triunfo-Cerro Hermoso).

1.10 Trabajos anteriores

- Teodoro Wolf (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Quito, Publicación realizada en 1975.
- Andrade Marín L; (1936) Llanganates: viaje a las misteriosas montañas, Quito.
- Sauer W. (1965) Geología del Ecuador, Quito.
- Sauer W. (1958) El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador. Boletín de Inf. Científicas Nacionales, Vol. IX, Abril-Junio, No. 85. Pág. 465-499.
- Kennerley J. B. (1971) Geology of the Llanganates area. Rep. Inst. Geol. Sci. UK. Overseas Division, No. 21.
- Vera R. y Vivanco G. (1983). Estudio estructural del Cerro Hermoso de los Llanganates.

1.11 Metodología de trabajo
La metodología de trabajo fue la siguiente:

- Observaciones geológicas 'in situ'
- Estudio de las estructuras
- Recolección de muestras para su estudio petrográfico y toma de sedimentos fluviales y pesados.

Se utilizó la hoja topográfica Sucre, escala 1:50000, editada por el IGM, y las fotografías aéreas que cubren la zona, escala 1:60000.



2. GEOMORFOLOGÍA

La zona de estudio se caracteriza por tener en distancias cortas cambios abruptos en su morfología, con terrenos quebrados y cúspides que sobrepasan los 3800 msnm, enclavados en la Cordillera Real, con fuertes vientos, lloviznas y frío en esta época que corresponde al "verano" en esta zona.

Es característico en esta área la presencia de verdaderas lomas que bajan de las zonas altas hacia las estribaciones; además de la presencia de cabeceras "circos" producto de los glaciares.

3. GEOLOGÍA

3.1 Estudios anteriores

Varios viajes científicos han visitado a Cerro Hermoso (Reiss y Stübel, 1886; Wolf, 1892; Andrade Marín, 1936; Loch, 1939). Sauer (1958) hizo la primera descripción geológica detallada con una sección esquemática por la montaña. Visitas subsiguientes han sido realizadas por Kennerley (Kennerley, 1971; Kennerley y Bromley, 1971), y Vera y Vivanco (1983). El presente estudio ofrece por primera vez, un mapa geológico de la zona de Cerro Hermoso.

Sauer (1958) y Kennerley (1971) consideran que sobre Cerro Hermoso existe una zona de sobrecorrimiento subhorizontal de una secuencia supravertical calcárea sobre un basamento metamórfico más antiguo. Vera y Vivanco (1983) también identifican un clivaje subhorizontal paralelo a la estratificación en la unidad calcárea y consideran que la unidad calcárea y el basamento metamórfico tienen la misma historia estructural.

Este informe se presenta sin la ayuda de láminas microscópicas (delgadas), las cuales cuando estén listas servirán para ampliar el esquema petrológico.

3.2 Geología del basamento metamórfico

Entre El Triunfo y Cerro Hermoso (Mapa 1) éste comprende esquistos y gneises pelíticos y semipelíticos granatíferos; anfibolitas; gneis de ojos de origen mayormente plutónico y esquistos grafíticos. También hay bloques de serpentinitas, gneis de hornblenda y gneis granitoide con feldespatos gris/azul.

Esta secuencia es similar a las que se encuentran al sur y al norte en los Ríos Pastaza y Mulatos respectivamente (Litherland, 1987). Las foliaciones tectónicas son subverticales y no hay evidencia en bloques de las rocas de skarn las que se encuentran tectónicamente sobre estas mismas secuencias por las alturas al oeste del Río Mulatos (Litherland y Bermúdez, 1987).

En la zona de Cerro Hermoso (Mapa 2), el 'basamento metamórfico' comprende dos litologías. Hay un tipo metaplutónico de composición metadiorita. En ciertos lugares, por ejemplo, al SE de Laguna Australia, el aspecto es de una metamonzonita de cuarzo. Cerca de las fallas regionales la roca es un gneis de hornblenda con o sin granate. Este cuerpo metaplutónico que forma una parte del basamento de Cerro Hermoso se puede correlacionar con el intrusivo de Azafrán al sur, el que sigue al norte en el Río Mulatos (Litherland, 1987). Cabe notar que, al este de Cerro Hermoso, al este de las fallas principales, la deformación/metamorfismo disminuye como se notaba en los Ríos Pastaza y Mulatos (Litherland, 1987).

La otra litología del basamento de Cerro Hermoso es un esquisto pelítico dominado por moscovita y cuarzo, y en muchos lugares con granate y cloritoide. Éste siempre demuestra la misma deformación/metamorfismo lo cual indica que la intrusión plutónica es más tardía y vino después de la formación de los esquistos.

3.3 La secuencia de Cerro Hermoso

Esto está demostrado en la leyenda del Mapa 2. Comprende de filitas, cuarcitas, calizas, pizarras y al tope una unidad tipo "flysch". Con excepción de las filitas abajo se puede comprobar la secuencia utilizando estructuras sedimentarias para determinar la dirección más joven. Con las filitas abajo, el espesor de la secuencia tiene un mínimo de 540 m.

El Mapa 2 demuestra que existen dos zonas de afloramientos. Pasando por Laguna Walter Sauer la secuencia aflora como una faja de rumbo Andino y con buzamiento subvertical. Es lógico deducir que esta faja puede continuar al norte y al sur (Mapa 1). En cambio, el afloramiento de la secuencia por el mismo Cerro Hermoso es por sinclinales y restringido a elevaciones más altas que 3700 m (ver secciones en Mapa 2). Por este control topográfico es dudoso que existan más afloramientos por el rumbo Andino norte o sur donde el terreno no llega a 3700 m de altura.

La base de la secuencia Cerro Hermoso no ha sido bien definida en el campo a pesar de los buenos afloramientos que existen especialmente arriba de los 4200 m. Existen tres interpretaciones:

(1) Que en las rocas de Cerro Hermoso no hay "basamento" y secuencia supravertical como interpretaron Vera y Vivanco (1983).

(2) Que existe una discontinuidad sedimentaria o tectónica entre basamento metamórfico y las filitas (No. 3 en el Mapa 2).

(3) Que existe una disconformidad en la base de las cuarcitas (No. 4 en el Mapa 2)

De todos modos, hay un gran cambio de grado de metamorfismo entre los esquistos y las filitas para apoyar la interpretación No. 2, aunque el contacto entre las dos litologías al NE de Laguna Walter Sauer es abrupto, pero no parece tectónico.

Existe un conglomerado en la base de la cuarcita, por la orilla de Laguna Walter Sauer (donde también hay calizas), y al SE de la misma laguna. Pero, por un examen superficial, los clastos del conglomerado son de lutita negra y no de filita o esquisto. Además, el clivaje regional de la secuencia Cerro Hermoso corta las cuarcitas y sigue en las filitas abajo.

Nunca se había visto las rocas metaplutónicas del "basamento" cortando la secuencia "supracortical". Contactos entre ellos son tectónicos. Sin embargo, la presencia de andalucita y granate post-tectónico en la secuencia "supracortical" indica un metamorfismo termal tardío.

Tomando en cuenta todo lo notado arriba, la interpretación más probable sería la No. 2, es decir el contacto entre las filitas y el "basamento" representa una disconformidad o un plano tectónico. La falta de clivajes/estructuras tectónicas paralelas a este contacto (es decir estructuras subhorizontales) indicarían una disconformidad sedimentaria.

3.4 Estructura

Las secciones a escala (Mapa 2) indican la estructura geológica por Cerro Hermoso. Se trata en la secuencia supracortical de pliegues verticales con hundimientos de bajo ángulo y clivaje plano-axial subvertical. No existen estructuras subhorizontales, ni en forma de sobrecorrimiento (Sauer, 1958) ni con un clivaje subparalelo a la estratificación (Vera y Vivanco, 1983). Este aspecto estructural se nota especialmente por el sector occidental de la cima de Cerro Hermoso donde el flanco occidental del sinclinal Cerro Hermoso demuestra estratificación subhorizontal (ver Sección A-B, Mapa 2). En este sector el metamorfismo es muy bajo y sólo se nota una estructura tectónica: el clivaje subvertical.

Son estas capas subhorizontales las cuales han dado la impresión falsa de estructuras tectónicas subhorizontales a los geólogos anteriores. En este sector el sinclinal Cerro Hermoso tiene una forma monoclinal con el flanco oriental más o menos parado. Más al sur este pliegue viene más apretado (ver Sección C-D, Mapa 2).

Las importantes fallas mostradas en el Mapa 2 son paralelas al clivaje en la secuencia supracortical y parece que son relacionadas al plegamiento, es decir son formadas a lo largo de flancos de pliegues mayores, eliminándose las narices de pliegues.

Parece que la falla más fundamental es la Falla Walter Sauer a lo largo de la cual hay un basamento metamórfico sobrecorrido sobre los sedimentos más jóvenes de la secuencia supracortical Cerro Hermoso.

Un clivaje de crenulación de bajo ángulo está desarrollado esporádicamente en las dos unidades (basamento y supracortical). Las rocas del basamento tienen un diaclasamiento fuerte a 110° y en la secuencia supracortical el rumbo es más como 130° (ver Vera y Vivanco, 1983).

3.5 Intrusiones menores

Hay vetas de cuarzo de 10-20 m de espesor, en el basamento metamórfico a lo largo de las diaclasas de rumbo 110°, las cuales, en el sector al SE de Laguna Walter Sauer, no parece que siguen por medio de la secuencia supracortical, donde las vetas de calcita/cuarzo son normalmente subparalelas al clivaje.

3.6 Metamorfismo termal

Existen agujas post-clivaje de andalucita en las pizarras de la secuencia supracortical (Mapa 2).

Por la falla Cerro Hermoso y una falla paralela secundaria unos 30 m al oeste, hay rocas carbonáticas con granate. Este mineral se forma en capas específicas de la secuencia de calizas y pizarras en las rocas al lado de las fallas por un kilómetro de rumbo. Las capas están situadas por la nariz de un pliegue regional y tienen un buzamiento de bajo ángulo. Se puede ver que la presencia de granate en ciertas capas de caliza es en una localidad en forma de un lente de 20 m de largo por el rumbo y hasta 2 m de espesor y asociado con una veta de cuarzo.

3.7 Historia geológica

Se puede formular la siguiente secuencia de eventos provisionales que toma en cuenta las observaciones geológicas en Cerro Hermoso:

(1) Formación de los esquistos del basamento.

(2) Intrusión del plutón de Azafrán (metadioritas) lo que ha dado una edad Rb-Sr de 120 Ma (comunicación escrita, Dr. C. C. Rundle).

(3) Erosión y deposición de la secuencia supracortical de Cerro Hermoso de edad cretácica.

(4) Fallamiento y plegamiento de probable edad Terciaria como parte de la faja tectónica Subandina lo que afecta a las Formaciones cretácicas orientales.

Cabe notar que el mismo complejo de Azafrán ha dado una edad K-Ar de 171 Ma (Litherland, 1987).

En esta interpretación la zona de Cerro Hermoso está tomada como autóctona. Si existe una falla de sobrecorrimiento entre el basamento y la secuencia supracortical sería a la base de las filitas negras.

Es difícil explicar la presencia de andalucita y granate como metamorfismo de contacto del plutón de Azafrán, porque la andalucita es post-tectónica (post-clivaje), y el mismo clivaje está relacionado con las fallas que producen la gneisificación del plutón de Azafrán.

Ahora los estudios de esta comisión han dado un gran paso para la interpretación de los Llanganates. Ya no existe una gran "capa tectónica" de rocas supracorticales como se demuestra en Kennerley (1971) y el Mapa Geológico Nacional (1982). En la fotointerpretación de este sector por Kennerley (1971) se ha confundido las lajas glaciales del plutón Azafrán por las rocas supracorticales de Sauer (1958). Esto ya está probado en el campo al este de Cerro Hermoso y también por vista desde 500 m al este de Laguna Australia: los cerros al oriente son de roca homogénea, sin estratificación y con aspecto ígneo o meta-ígneo.

4. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En las travesías por Cerro Hermoso los siguientes indicios y zonas de mineralización fueron localizados.

4.1 Labor minera abandonada

Mapa 2, aproximadamente 3930 msnm, afloramiento de esquistos micáceos (biotita-moscovita) con cuarzo, gris-pálido a verdosos, zona de oxidación Fe_2O_3. Presencia de zonas de fractura con vetas de cuarzo y con presencia de sulfuros-pirita y calcopirita – cristalizados y diseminados. En épocas pasadas se explotaba estas vetas de cuarzo manualmente, actualmente se hallan abandonadas.

4.2 La zona de "skarn" por la falla Cerro Hermoso

El Mapa 2 delimita una zona de un kilómetro donde por dos fallas (ver 3.6) existen lentes de calizas metamórficas con presencia abundante de granate, asociado con vetas de cuarzo. Existen sulfuros en los mármoles granatíferos e indicios de bornita en las vetas de cuarzo. Las rocas granatíferas son de tipo "skarn", pero no se puede comparar esta zona y sus dimensiones con la capa tectónica de skarn de más de 200 m de espesor en la zona del Río Mulatos (Litherland y Bermúdez, 1987).

4.3 Mineralización en otras vetas

Las vetas de cuarzo que cortan el basamento metamórfico llevan pequeños sulfuros. En las vetas de calcita/cuarzo que siguen el clivaje en las calizas y pizarras de Cerro Hermoso, hay también sulfuros con presencia de cobre. Cercano al pico de Cerro Hermoso hay bloques de calcita verde de cavidades con un poco de mineralización de ¿smithsonita?.

4.4 Mineralización relacionada a la base de la cuarcita

A unos 400 m al SE de Laguna Walter Sauer investigaciones para encontrar el contacto entre las cuarcitas (No. 4 en el Mapa 2) y las filitas (No. 3), encontraron a lo largo del contacto una zona de cuarcitas y "esquisto" con cuarzo con mineralización de sulfuros, ¿turmalina? y un mineral con intemperización fuerte rojizo. La zona, que tiene un espesor de no más de 20 cm, puede ser importante vis-a-vis la interpretación de la base de la secuencia supracortical, y, estudios microscópicos son necesarios para determinar su naturaleza petrológica.

5. REFERENCIAS

ANDRADE MARÍN L. (1936) Llanganati: Viaje a las Misteriosas Montañas, Imprenta Mercantil, Quito.

KENNERLEY J. B. (1971) Geology of the Llanganates area, Rep. Inst. Geol. Sci. UK. Overseas Division, No. 21.

KENNERLEY J. B. y BROMLEY R. J. (1971) Geology and geomorphology of the Llanganates Mountains, Ecuador. Inst. Ecuat. de Ciencias Naturales, No. 73.

LITHERLAND M. (1987) Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Primer Informe Anual, INEMIN, Quito (no publicado).

LITHERLAND M. y BERMÚDEZ R. (1987) Informe Técnico de la comisión Salcedo-Las Carmelas-Río Mulatos, a fin de ubicar la faja de skarn in situ, INEMIN, Quito, No. 5400 (no publicado).

LOCH E. E. (1939) Fever, famine and gold, Heinemann, London.

REISS Y STÜBEL A. (1886) Reisen in Südamerika, London.

SAUER W. (1958) El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador. Bol. de Inf. Cient. Nacionales, Vol. IX, No. 85, Quito.

VERA R. y VIVANCO G. (1983) Estudio estructural del Cerro Hermoso de los Llanganates. III Cong. Ecuat. de Ing. Geol. de Minas y Petro., Escuela Poli. Nac.

WOLF T. (1892) Geografía y geología del Ecuador. Brockhaus, Leipzig.

Ing. Ramiro Bermúdez A. Dr. Martin Litherland

PROYECTO CORDILLERA REAL

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 4483

QUITO, SEPTIEMBRE 14, 1987

PARA	:	GERENTE TÉCNICO
DE	:	RAMIRO BERMÚDEZ y MARTIN LITHERLAND
ASUNTO	:	Informe Técnico de la comisión realizada del 27 de julio al 14 de agosto de 1987, a Riobamba, Guamote, Alausí y Azogues

SUMARIO:

El Proyecto Cordillera Real que se lo ejecuta con la Asistencia Técnica de la Misión Británica, efectuó la presente comisión de servicios con el fin de continuar en esta etapa con los estudios de las zonas investigadas en el primer año, objetivo básico para un mejor control de la geología y estructura, lo que redundará en un mejor entendimiento de lo que sucede en esta Cordillera con las fajas o cinturones: Occidental, Central y Oriental.

Básicamente se visitaron las zonas que pertenecen a los cortes: Guamote-Macas, Licto-Huamboya, Alausí-Guasuntos-Achupallas, Zula-Laguna de Cubillín, y hacia el sur: Cañar-Taday-Pilzhum, etc., se recolectaron alrededor de 120 muestras para su respectivo estudio.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivo

Definir un mejor control litológico-estructural de los cinturones preestablecidos en el primer año.

1.2 Personal asignado

La Brigada No. 1 conformada por:

Ing. Ramiro Bermúdez A.	INEMIN
Dr. Martin Litherland	ODA/BGS
Sr. Mario Núñez	Conducción y mantenimiento del vehículo/INEMIN

Como transporte se utilizó el Jeep Land Rover AT-0068, perteneciente a la misión.

1.3 Trabajos anteriores
Se utilizaron las siguientes hojas geológicas escala 1:100000; Alausí (71) 1975, Cañar (72) 1975, Chimborazo (69) 1976, Ambato (68) 1978, Riobamba (70) 1978 y Baños (88) 1980; hojas en las cuales se realizó el mapeo de las rocas metamórficas de la Cordillera Real.

Además, se utilizó toda la información obtenida por el Proyecto en el primer año de estudios (Primer Informe Anual, Proyecto Cordillera Real, marzo 1987).

1.4 Metodología de trabajo
Se utilizaron las siguientes bases cartográficas: Cola de San Pablo, Guamote, Totoras, Palmira, Alausí, Riobamba, Guano, escala 1:50000, editadas por el IGM y fotografías aéreas 1:60000 que cubren el área.

La metodología de trabajo fue:

- Observaciones geológicas y estructurales 'in situ'
- Estudios de los cantos y bloques rodados
- Recolección de muestras para su estudio petrológico (láminas delgadas)

1.5 Geomorfología
La geomorfología del área está caracterizada por presentar zonas con pendientes y quebradas profundas que dificultan en pocos metros su ascenso y descenso.

1.6 Aspectos geográficos
Las áreas estudiadas en la presente comisión se hallan localizadas en las provincias de Chimborazo y Cañar, hacia el extremo oriental en las estribaciones de la Cordillera Real.

1.7 Clima y vegetación
En general, el área visitada varía con relación a las cotas, así: de 2700 msnm y 3500 msnm (Licto, Alao, etc.), con clima temperado andino a frío andino con temperaturas que fluctúan entre 8 y 12 grados centígrados aproximadamente. La vegetación tiene íntima relación con el clima; en la zona temperada a frío andino la vegetación es típica de páramo: pajonales, chaparro; con cultivos de papas, cebada, trigo, etc.

1.8 Hidrografía
Los principales ejes hidrográficos están representados por: los Ríos Alao, Huarguallá, Chambo, Cebadas y Maguazo (sector Licto-Alao) y el Río Zula (Guasuntos-Achupallas).

1.9 Población
Los habitantes de estas zonas, incluidas las comunidades están dedicadas a labores agrícolas, ganaderas y al pastoreo. La mayor concentración de la población se halla localizada en las siguientes parroquias: Achupallas, Guasuntos (cantón Alausí), Penipe (cantón Penipe), Cebadas, Palmira (cantón Guamote), Licto, Pungalá (cantón Riobamba), Taday (cantón Azogues).

1.10 Vías de comunicación
La carretera Panamericana sur Quito-Ambato-Riobamba-Guamote-Alausí-Cañar-Azogues, constituye el enlace hacia el área (aproximadamente 460 km; 8 horas).

Se utilizó también vías de segundo y tercer orden que unen a las distintas parroquias y caseríos existentes en las provincias de Chimborazo y Cañar: Riobamba-Licto-Pungalá-Alao; Alausí-Guasuntos-Achupallas-Zula, etc.

1.11 Usos del suelo
En el área un alto porcentaje del suelo está dedicado a labores agrícolas y ganaderas.

En ciertos sectores se utilizan los materiales existentes (rocas volcánicas, metamórficas e intrusivos) para el afirmado y mantenimiento de las vías.

2. OBJETIVOS

La comisión fue para completar el mapeo de las divisiones litológicas-tectónicas del Valle de Alao del cinturón Occidental (Litherland, 1987) del basamento metamórfico de la Cordillera Real, y seguirlas al norte y al sur hasta donde permite el afloramiento, y hasta donde empatan con los estudios de Aspden y Viteri en el sur. En los valles de Alao y Huarguallá se había notado algunos datos de dichas divisiones en 1986 en los cortes Licto-Huamboya (Litherland y Bermúdez, 1986a) y Guamote-Macas (Litherland y Bermúdez, 1986b) los cuales fueron interpretados provisionalmente como una zona de colisión de continente-continente (Litherland, 1987; Aspden et al., 1987). Las divisiones preliminares informales y su interpretación fueron así de oeste a este:

(a) División cuarcítica de Guamote (sedimentos continentales)

(b) División de pizarras negras de Cebadas (sedimentos continentales)

(c) Complejo de subducción de Peltetec (ofiolita y sedimentos volcánicos del antearco)

(d) División de rocas verdes y metasedimentos de Alao-Paute (arco de isla)

Ahora, después de esta comisión las divisiones son modificadas así:

(a) División de pizarras negras de Guasuntos (sedimentos continentales)
(b) División cuarcítica de Guamote (sedimentos continentales)
(c) División de pizarras negras de Cebadas (sedimentos continentales)
(d) División ofiolítica de Peltetec (corteza oceánica)
(e) División de turbiditas y andesitas de Maguazo (antearco)
(f) División de rocas verdes y metasedimentos de Alao-Paute (arco de isla)
(g) División de metasedimentos y esquistos verdes de Guarumales (trasarco)

También como objetivo fue estudiar las rocas posteriores cretácicas-recientes como las rocas denominadas “Formación Macuchi” y “Formación Yunguilla” y su “transición” con el complejo metamórfico reportado por Bristow et al. (1975) en la Hoja geológica de Cañar, y las rocas volcánicas cenozoicas (los volcánicos Alausí y Tarqui), en relación a las estructuras fundamentales del basamento metamórfico.

3. ITINERARIO

Julio

27 Quito-Riobamba visitando el afloramiento de la “Formación Macuchi” en el Río Cutuchi (Hoja geológica Ambato-68).

28 Penipe (Hoja geológica Chimborazo-69) para estudiar la “ventana” metamórfica (ver Mapa 2) y bloques rodados en el Río Chambo. Luego a Baños para ubicar el “frente Baños”.

29 Yaruquíes (Hoja geológica Riobamba-70) para ver la ventana de la “Formación Macuchi” y luego a Punín para estudiar la ventana metamórfica.

30 Guamote (Hoja geológica Riobamba-70) para estudiar las cuarcitas del basamento y la “Formación Macuchi” en el Río Columbe. Luego Guamote a Licto estudiando la sección.

31 Valle de Alao, completando el corte.

Agosto

1	Valle de Alao, estudiando la ofiolita de Peltetec.
2	Riobamba-Alausí, estudiando afloramientos del basamento cerca del camino y al este de Palmira (Hoja geológica Alausí-71).
3 y 4	Estudiando el corte por el Río Zula (Guasuntos-Totoras).
4 y 5	Por Osogochi (Laguna Cubillín) buscando ventanas del basamento.
7	Alausí-Azogues.
8	Azogues-Río Cañar-Mina Pilzhum (Hoja geológica Cañar-72) estudiando el basamento, Yunguilla y Tarqui.
9	Ingapirca-Río Silante (basamento).
10	Azogues-Río Paute (Hoja geológica Azogues-73) estudiando el basamento.
11	Azogues-Taday-Guaraynag-Paute, estudiando las lavas de Yunguilla y el complejo máfico-ultramáfico de Tampanchi.
12	Azogues-Riobamba.
13	Valle de Huarguallá, completando estudios de las divisiones tectónicas en el basamento.

4. GEOLOGÍA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO

4.1 Las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas

Estas tres divisiones forman el basamento (complejo metamórfico) al oeste de la falla Peltetec hasta la falla Ingapirca (Mapa 1), la que fue trazada en la Hoja geológica Cañar al norte. Parece que no existen afloramientos de dichas divisiones al oeste de la falla Ingapirca.

Las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas son divisiones litológicas (no estratigráficas) dentro de un paquete tectónico de rocas de origen continental. Las divisiones Guasuntos y Cebadas están dominadas por pizarras negras/grises y la división Guamote por cuarcitas. No se sabe el orden estratigráfico ni de la posible correlación litoestratigráfica de las divisiones Guarumales y Cebadas. No se ha encontrado estructuras sedimentarias que podrían ayudar en este asunto.

4.1.1 La división Guasuntos aflora por el pueblo de este nombre y al este hasta Achupallas. Comprende pizarras negras, grises y pálidas con intercalación de cuarcitas negras y grises de grano fino a medio.



4.1.2 La división Guamote aflora de Punín en el norte hasta el Río Silante (cerca de Ingapirca) y Río San Pedro en el sur. En la hoja geológica de Cañar incluye a la "Formación Ingapirca", previamente incluida con la "Formación Yunguilla" como cretácica (Maestrichtiano). Al sur de Palmira predominan cuarcitas grises y negras de grano subredondeado fino a medio con una proporción de feldespato no más de 10%. Hay raras bandas pequeñas más feldespáticas. El color es derivado de la presencia de cuarzo ahumado o azul. Éstas están intercaladas con pizarras negras y grises. Al norte de Palmira (Punín, Guamote, Cebadas) hay cuarcitas pálidas, rosadas y púrpuras (ferruginosas) con intercalaciones de pizarras gris pálidas, verdes y púrpuras. Concreciones diagenéticas, algunas ferruginosas, hasta 10 cm de diámetro, fueron notadas por Cebadas y El Río Guamote al oeste.

Ortoconglomerados fueron notados en la "facies" pálida en Punín, por la carretera al sur de Guamote, y por el Río Atapo, este de Palmira. Estos llevan clastos subangulares de cuarzo hasta 1 cm de ancho con hojas de lutita pálida u obscura, y a Punín, bolitas arcillosas ferruginosas.

Este cambio de facies de la división Guamote del norte al sur se puede interpretar como un cambio de aguas bajas a más profundas. Así en el norte había una deposición de conglomerados en un ambiente más rico en oxígeno.

4.1.3 La división Cebadas comprende pizarras negras con intercalaciones de cuarcitas negras o grises de grano fino a medio.

4.1.4 El tectonismo de las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas: se puede hablar de un sólo paquete tectónico manifestado por estructuras tectónicas subhorizontales de norte a sur.

Al norte de Palmira el primer clivaje (S1) se encuentra subparalelo a las capas (S0) en forma marcada a débil. Es subparalelo a zonas de movimiento entre capas, con transporte tectónico al oeste. En la carretera al sur de Guamote hay "bolsas" tectónicas de cuarcitas de 20 m de ancho extendidas en dirección E-W.

Al sur de Palmira se encuentra un segundo clivaje (S2) penetrativo a subpenetrativo en las pizarras, subparalelo a S0/S1, lo que también demuestra transporte tectónico hacia el oeste.

S0/S1 plano, al norte de Palmira, y S0/S1/S2 plano al sur de Palmira ha sido afectado por un plegamiento vertical abierto a cerrado con clivaje (S3) de crenulación (en las pizarras) o un diaclasamiento (en cuarcitas) con rumbo alrededor de 70°, y dando buzamientos fuertes a S0/S1 o S0/S1/S2 en algunos sectores. Este evento tectónico (D3) está provisionalmente correlacionado con el fallamiento inverso que afecta a los volcánicos "Río Zula" (Mapa 4) y con este esquema no tenía nada que ver con los "tectónicos de colisión" que formaron S1 y S2.

4.2 La falla Peltetec

Ésta es una estructura fundamental. En el basamento metamórfico representa la yuxtaposición de las divisiones Cebadas o Guamote y la división Peltetec (ofiolítica). También representa el cambio tectónico de clivajes subhorizontales al oeste a clivajes subverticales al este.

La falle Peltetec también es un elemento tectónico importante en la historia más tarde. La misma línea forma la falla Río Chambo donde por la ventana de Penipe (Mapa 2), la división Peltetec está yuxtapuesta contra volcánicos pleistocénicos. Más al sur la línea de la falla afecta a la "Formación Yunguilla" (Hoja geológica Cañar) y a la Formación Tarqui, y es un elemento importante que afecta (¿y que produce?) la cuenca miocénica de Cuenca, y controla los volcánicos de la Cordillera Real y el movimiento del graben Interandino.

4.3 La división Peltetec

Esta división 'ofiolítica' fue observada en 1986 en tres cortes y dos más en esta comisión. Ya está mapeado desde Penipe en el norte hasta el Río Zula en el sur. Más al sur está cubierta por sedimentos y volcánicos de edad Cretácico-Pleistoceno. En los cinco cortes sigue un ancho de 1.5 a 2 km. En la sección de Huargualllá (Mapa 3) se nota que las litologías son en forma de filones tectónicos. Las litologías de oeste a este en cada corte son así:

Penipe (Mapa 2):	Serpentinitas/y ¿gabros?/pizarras negras/cuarcitas negras, metabasaltos.
Peltetec (Alao) (Mapa 3):	Serpentinitas/gabros/picritas/rocas silicificadas, metabasaltos, cuarcitas/pizarras negras.
Huarguallá (Mapa 3):	Metagranitoide de cuarzo azul, serpentinitas, gabros, metabasaltos, pizarras negras, metabasaltos, cherts/sedimentos finos púrpuras, metabasaltos, cherts, etc., andesitas, grauvacas/pizarras negras/ brechas sedimentarias, cherts/sedimentos finos púrpuras.
Camino Guamote-Atillo:	Metabasaltos, sedimentos finos silicificados/cherts, metagranitoide de cuarzo azul, cherts/sedimentos negros silicificados.
Río Zula (Mapa 4):	"Mélange" silicificada, metagranitoide de cuarzo azul, grauvaca/"mélange"/brechas sedimentarias/cherts, andesitas, cherts.



Con estos detalles se nota que la parte de la corteza oceánica (serpentinitas, gabros, metabasaltos) está eliminada al sur de Huargualllá. Pero hay otros elementos: mélange, metagranitoide de cuarzo azul y cherts (sedimentos oceánicos) que quedan para identificar la división. Sin embargo, en los mapas futuros es probable que, al sur del Río Cebadas, la división Peltetec pueda ser interpretada como parte de la división Maguazo. Todo depende del criterio.

En la división Peltetec se ha notado un clivaje subvertical paralelo a los movimientos que producen los filones tectónicos.

4.4 La división Maguazo

Esta división se distingue por turbiditas finas y metalavas, predominantemente andesitas. Se puede mapear la división de Penipe al norte hasta el Río Paute en el sur.

Hay excelentes afloramientos de las turbiditas finas por los valles de Alao, Huargualllá y Paute. Comprende rocas bandeadas masivas duras con los sectores más psamíticos de aspecto pálido y los más pelíticos de aspecto negro y normalmente con estratificación gradada y cruzada (de ondulitas). Aparte de las turbiditas y andesitas masivas hay cherts blancos/grises en el Río Zula y Río Paute; pizarras negras, limolitas, brechas sedimentarias, rocas tobáceas finas y raras ortocuarcitas y calizas. Una banda gruesa de caliza pálida fue mapeada en el Río Zula (Mapa 4), y las turbiditas al este mantenían bandas delgadas (5 cm) de caliza. A 50 m al este de la Quebrada Totora Yacu (Río Paute) hay también calizas (oscuras). En el Río Jadán (afluente del Río Paute) hay bloques brechas de cherts rosado (mélange tectónica) y mélange sedimentaria-volcánica.

La evaluación de la estructura de la división Maguazo tiene un gran apoyo para las estructuras sedimentarias en las turbiditas las cuales dan la dirección "más joven" en la estratificación. Así lo había confirmado un sinclinal (D1) en el Río Maguazo (Mapa 3) previamente identificado por el Dr. B. Marten de B. P. Minerals (comunicación personal). De igual manera, se habría localizado un sinclinal (D1) en la división Maguazo del Río Paute (Quebrada Totora Yacu) y puede ser que se trate de una sola estructura. Utilizando este sinclinal en la sección del Mapa 3 se puede postular una división Maguazo con una columna estratigráfica de más de 3 km de espesor.

4.5 La falla San Antonio

En el valle de Alao hay un cambio brusco entre la división Maguazo y la división Alao-Paute, tanto por composición como por grado de metamorfismo. En el valle de Alao esta zona de contacto está marcada por unos 500 m de roca silicificada de color rosado y este fenómeno se ha notado en los dos lados del valle (Mapa 3). Se notaban vetas de sílice cruzando la esquistosidad de las rocas metamórficas como evidencia de silicificación tardía, posiblemente de la edad de los volcánicos Tarqui.

4.6 La división Alao-Paute
Estas rocas afloran arriba en el valle de Alao donde la mayoría de los afloramientos muestran ‘rocas verdes’ y esquistos verdes con un fuerte segundo clivaje (S2). También afloran al este de Laguna Atillo (Litherland y Bermúdez, 1986b). Por el Río Paute, las meta-andesitas, tobas y aglomerados de esta división son menos metamorfizados y con un sólo clivaje subvertical (S1). Tratando de ubicar afloramientos entre Atillo y el Río Paute por las ventanas del basamento al SW de Laguna Cubillín (Hoja geológica Alausí) se encontraron sólo pequeños rodados de cuarcitas feldespáticas (Mapa 1).

4.7 La división Guarumales
No estudiamos este sector, pero el Mapa 1 demuestra su proyección.

4.8 Rocas intrusivas

4.8.1 Metagranitoide de cuarzo azul: el metagranitoide biotítico de cuarzo azul, ya conocido por su presencia a lo largo del frente Baños (Litherland, 1987) fue detectado dentro de la división Peltetec por el Río Zula (Mapa 4), siguiendo su presencia más al norte en la misma división (Mapa 3).

4.8.2 Intrusivo del valle de Alao: cerca de la población de San Antonio de Alao, se descubrió un nuevo intrusivo de tipo ‘tonalita’ de hornblenda y biotita post-tectónica con una aureola de andalucita en las pizarras de la división Maguazo. En un cierto sector del intrusivo (Mapa 3) hay bloques de metagranitoide de cuarzo azul.

4.8.3 Intrusivos menores: hay intrusivos félsicos en la división Guamote por el Río Zula (Mapa 4). Ellos cortan S1 regional, pero son cortados por S2 regional. Intrusiones menores semejantes fueron vistas por el corte Guamote-Macas (Litherland y Bermúdez, 1986b).

4.8.4 El Complejo máfico-ultramáfico de Tampanchi: este complejo está marcado como “anfibolitas” en la hoja geológica de Cañar. Comprende una sección de 2 km donde afloran hornblenditas negras de grano medio hasta muy grueso (con cristales hasta de 6 cm de largo); anfibolitas gnéisicas; serpentinitas de fricción; rocas de hornblenda y asbestos de anfíbol; y gabros, en sectores de tipo pegmatítico. Este complejo está cortado por diques máficos y granitoides, y cuerpos dioríticos. Hay un clivaje subvertical penetrativo de rumbo Andino en las anfibolitas biotíticas y algunos diques félsicos están fuertemente cizallados. Hay también un bloque que tiene piroxeno en lámina delgada. Las anfibolitas están intercaladas con las hornblenditas.

Este complejo requiere más estudios para determinar su ambiente geológico vis-a-vis las divisiones de ‘colisión’ (Alao-Paute y Guarumales). Hay poca posibilidad de que el Complejo Tampanchi fuese otra faja ofiolítica. Hay muchos litotipos y la historia intrusiva-tectónica es muy compleja.

4.9 Interpretación

Las fajas litológicas ya mapeadas y sus diferentes aspectos tectónicos apoyan a un modelo de colisión continente-continente:

(1) Las rocas de las divisiones Guasuntos, Guamote y Cebadas son metasedimentos continentales. Su tectonismo de sobrecorrimiento al oeste apoya la presencia abajo de la placa continental de Chaucha-Arenillas (Aspden y Litherland, 1987).

(2) La división ofiolítica de Peltetec ya es una realidad regional y se puede interpretarla como un océano extinguido: la sutura.

(3) También es impresionante el mapeo de la división Maguazo desde Penipe hasta el Río Paute mostrando andesitas y turbiditas finas del tipo antearco, mezcladas en ciertos sectores con rocas oceánicas como cherts.

(4) La división Alao-Paute dominada por lavas andesíticas sería el arco de isla.

(5) La identificación de estas unidades por 150 km de rumbo apoya una colisión de ángulo recto. Una colisión oblicua con tectonismo sinistral o dextral formaría lentes tectónicos de los elementos colisionales.

5. GEOLOGÍA POSTERIOR AL COMPLEJO METAMÓRFICO

5.1 La "Formación Macuchi"

Ésta ha sido notada en los sectores occidentales en las hojas geológicas de Riobamba, Alausí, Cañar y Azogues. Estudios franceses (Lebrat et al., 1986; Megard y Lebrat, 1987) indican que estas rocas volcánicas deben ser divididas entre el arco Nono-Shobol (oeste de la sutura Pallatanga) y la Formación Celica (este de la sutura Pallatanga). Es posible entonces que las rocas de Macuchi en el Mapa 1 pertenezcan a la Formación Celica (Cretácico); volcánicos de tipo arco continental.

Esta comisión ha visitado los afloramientos de la "Formación Macuchi" y se ha encontrado más sectores por el Río Chambo, al este de Guasuntos y al NE de Azogues. De norte a sur los sitios son así:

5.1.1 Yaruquíes (sur de Riobamba): son andesitas alteradas verdes masivas y sin clivaje, expuestas en el fondo de la quebrada.



5.1.2 Río Chambo (sur de Licto): aquí afloran rocas volcánicas/subvolcánicas de tipo andesita alterada verde y pórfido (Mapa 3), los cuales no son notados en la hoja geológica de Riobamba. Parece que hay una transición a las rocas plutónicas (granodiorita de Licto-Pungalá) lo cual fue notado cortando los volcánicos (ver 5.3). Un diaclasamiento subvertical a 70° en los volcánicos puede estar correlacionado al evento D3 en las divisiones metamórficas de Cebadas, Guamote y Guasuntos.

5.1.3 Valle de Columbe (cerca de Guamote): afloran andesitas y brechas con un contacto fallado contra las cuarcitas de la división Guamote. Esta falla se interpreta como la extensión de la falla Ingapirca (Mapa 1).

5.1.4 Este de Guasuntos: en la hoja geológica de Alausí estas volcánicas son mostradas como intercaladas con las rocas metamórficas ("Serie Paute"). En realidad, aunque las relaciones entre las unidades son íntimas, son tectónicas y no-estratigráficas. Los volcánicos (Mapa 4), lavas félsicas finas, gris pálidas y rosadas, y lavas porfídicas, son masivos y sin deformación ni metamorfismo. Los contactos tectónicos en el campo con las pizarras negras de la división Guasuntos, los que tienen dos clivajes penetrativos, son por fallas inversas, de rumbo alrededor de 70°, y con buzamientos de 40°-90°. Así hay afloramientos donde las pizarras del basamento se notan estructuralmente arriba de los volcánicos.

Se correlaciona tentativamente la fase de fallas inversas con el evento D3 en las rocas metamórficas (pliegues abiertos a apretados verticales con rumbo de 70°).

5.1.5 Río Silante (NE de Cañar), aquí la falla Ingapirca divide los volcánicos (al oeste) y la división Guamote (este) como en el valle de Columbe (5.1.3). Los volcánicos son pórfidos ácidos con una alteración verdosa.

5.1.6 Reinterpretación de las relaciones entre la Formación Macuchi y la "Serie Paute" en las hojas Cañar y Alausí: Bristow et al. (1975) proponen la correlación entre las Formaciones no-metamórficas de Macuchi y Yunguilla, respectivamente con las Formaciones metamórficas "San Francisco" y "El Pan" de la "Serie Paute". La negación de esta correlación viene de datos del Río Dudas (Aspden y Litherland, 1987) y los siguientes:

(a) En camino al NE de Azogues, en una cantera a 17.1 km (7486-97040) hay lavas dacíticas amigdaloides sin deformación ni metamorfismo, notadas en la hoja geológica de Azogues como "Serie Paute".

(b) A 17.9 km (7482-97045) estas lavas están intercaladas con rocas tobáceas no-metamorfizadas las cuales corresponden a la Formación Yunguilla.

(c) Siguiendo este camino hasta Taday hay afloramientos de las dos litologías sin metamorfismo regional. Al este de Taday (7597-97083) hay otra cantera con volcánicas frescas. Toda esta sección está denominada "Serie Paute" en la hoja geológica de Cañar.

(d) Siguiendo el mismo camino al este hay una zona de falla con filitas y luego a 7617-97089 meta-andesitas finas con fábrica tectónica y con minerales metamórficos, y luego sigue el complejo ultramáfico-máfico de Tampanchi (4.8.5).

Así se indica que las meta-andesitas de la división Alao-Paute, las que afloran por 7617-97089 y por el Río Paute al sur, son suprayacidas, con discordancia, por lavas no-metamorfizadas de composición semejante, intercaladas a la base de la Formación Yunguilla, y el Mapa 1 indica la probable extensión de esta unidad dominada por lavas.

Para mayor apoyo a esta interpretación se notaron lavas intercaladas con la Formación Yunguilla en el Río San Pedro, al este de Cañar, es decir por el lado occidental de la cuenca Yunguilla.

La evidencia regional también apoya la negación de la correlación de Bristow et al. (1975). Las divisiones del cinturón de 'colisión' al sur del Río Zula están cubiertas por la Formación Yunguilla la cual es esencialmente no-metamorfizada. Esta relación es clara en las imágenes.

5.2 La Formación Yunguilla

Como fue escrito arriba, esta unidad de edad maestrichtiana se encuentra con lavas basales. Más arriba hay tobas, areniscas tobáceas y argilitas. En el Río Dudas hay turbiditas (Aspden y Litherland, 1987). La Formación Ingapirca (Bristow et al., 1975) es ahora parte de la división Guamote del complejo metamórfico (ver 4.1.2).

5.3 Los plutones ¿mesozoicos?

Las granodioritas de Licto-Pungalá (Mapa 3) cortan a los volcánicos/subvolcánicos en el Río Chambo y parecen ser sus equivalentes plutónicos. Se puede trazar esta fase plutónica en forma de bloques rodados por confluentes del Río Cebadas (Litherland y Bermúdez, 1986b) hasta el complejo de Magtayán (Hoja geológica de Alausí) y posiblemente hasta Amaluza (Río Paute) (Mapa 1).

5.4 Rocas cenozoicas

Estas comprenden las unidades dominantemente volcánicas continentales del Paleoceno-Holoceno que cubren la mayor parte de la zona y que no fueron estudiadas en detalle. También probablemente incluye la zona de sílice por la falla San Antonio (Mapas 1 y 3). Esta zona de sílice podría ser debida a soluciones hidrotermales durante el evento volcánico Tarqui.

5.5 Tectonismo posterior al Complejo Metamórfico

Éste comprende lo siguiente:

(a) Abertura de la cuenca volcánica sedimentaria de ¿Celica?-Yunguilla en tiempos cretácicos controlada por fallas fundamentales de la zona de colisión (ej. falla Peltetec).

(b) Fallas inversas, con rumbo de 70° en los volcánicos cretácicos del Río Zula (Mapa 4) las cuales posiblemente corresponden al plegamiento D3 en las divisiones metamórficas de Guasuntos, Guamote y Cebadas. Estas estructuras se formaron en la 'zona plana' y no se ha notado al este de la falla Peltetec ('zona parada').

(c) Rejuvenecimiento de las fallas de 'colisión' durante la Era Cenozoica. Así la falla Peltetec, la antigua sutura, está marcada por espaciamiento vertical, especialmente notado en el Río Chambo. Por las fallas Peltetec y San Antonio los sedimentos y lavas de la Formación Yunguilla llegan a tener fuertes inclinaciones.

6. POTENCIAL MINERO

6.1 Nuevos sitios de mineralización

6.1.1 Polimetálicos

(a) Mineralización de cobre (malaquita) fue notada por superficies de diaclasas en el intrusivo del Río Alao (Mapa 3). En este valle y en Huarguallá hay muchos sitios de mineralización polimetálica (Mapa 3 y A. Hirtz, comunicación personal) inclusive de yacimientos manganíferos en la división Maguazo (A. Hirtz, comunicación personal), los cuales podrían ser derivados de sedimentos manganíferos oceánicos.

(b) Al norte del Río Silante (7381-97208) en una cantera de volcánicas ¿Macuchi? hay una pequeña zona con fuerte alteración con posible presencia de malaquita.

(c) En el Río San Pedro (7392-97145), este de Cañar, hay vetas de cuarzo en la división Guamote que llevan mineralización ferruginosa con alteraciones rojizas y amarillas. Más al este (7416-97145), hay una pequeña mineralización de malaquita asociada con sedimentos/lavas de la Formación Yunguilla.



(d) Cerca de la Quebrada Totora yacu (Río Paute) (7417-96849) por donde pasa la traza axial del sinclinal en la división Maguazo, hay mineralización pequeña de sulfuros y cobre asociados con cherts y turbiditas, y vetas de cuarzo y calcita. Parece que esta mineralización es tipo 'stratabound' porque aparece en la misma litología en cada flanco del sinclinal, 120 pasos al oeste y 180 pasos al este de la quebrada por la carretera.

6.1.2 Asbesto de tipo probablemente tremolítico y formado de hornblenda se encuentra en las rocas ultramáficas del complejo Tampanchi. Algunas muestras tienen alrededor de 50% de asbesto. Sin embargo, las fibras son pequeñas (menos de 1 cm), y asbesto de tremolita no tiene significación comercial.

6.1.3 ¿Fosfato?: en la travesía del Río Zula hay "capas" delgadas, hasta de 20 cm de espesor, de una tierra arcillosa café-roja dentro de las cuarcitas de la división Guamote (Mapa 4). Contienen cristales aislados de cuarzo hasta 1 cm de largo y por eso puede ser un dique félsico alterado. La posibilidad de roca fosfática es dudosa.

6.1.4 Jaspe rojo se encuentra como pequeños bloques en el Río Jadán (afluente del Río Paute). Es un chert de color rojo intenso. Podría ser utilizado en pequeña industria de rocas ornamentales.

6.2 Potencial mineral regional

El Mapa 1, el nuevo mapa del sector, demuestra que las divisiones litológicas de colisión están limitadas por fallas de colisión, las cuales controlan eventos geológicos posteriores. Así el mapa abre nuevas perspectivas para la prospección minera. Por los indicios mineros conocidos parece que hay tres edades importantes de mineralización:

(a) Pre-colisión
(b) Sin-colisión
(c) Post-colisión, especialmente por la Formación Tarqui.

6.2.1 Mineralización pre- o sin-colisión, comprende mineralización singenética como la ofiolítica (Cr, Cu, Ni, Pt, Pd, Au, etc.), sedimentaria (Mn) y volcanogénica polimetálica, y su redistribución durante el proceso de colisión (tectónica). Por mineralización tipo ofiolítica la división ofiolítica de Peltetec ahora está delimitada y la prospección debe concentrarse al norte del Río Cebadas por donde afloran elementos de la corteza oceánica. Pequeña mineralización de Cu ha sido notada en esta división y hay una anomalía geoquímica de Ni y Cr en Peltetec, y 1 ppm Au en la serpentinita de Huarguallá (Litherland, 1987). Se espera otros análisis de oro para este sector.

Para prospectar mineralización sedimentaria y volcanogénica se trata de las divisiones Maguazo y Alao-Paute. Hay bastantes indicios de mineralización tipo polimetálica en el sector de Alao inclusive de mineralización sintectónica por el frente Baños (Litherland, 1987).

6.2.2 Mineralización post-colisión, la Formación Tarqui representa depósitos volcánicos de edad Pleistoceno con intrusivos de tipo epizonal. En Alao hay una zona de sílice post-tectónica por la falla de San Antonio y por la misma falla, en la Mina Pilzhum (Formación Tarqui), la mineralización es en vetas de sílice (Bristow et al., 1975). Es posible que los yacimientos polimetálicos de San Bartolomé y Pilzhum, relacionados a la Formación Tarqui, representen la removilización por fallas antiguas de colisión, de la mineralización pre- o sin-colisión en las rocas metamórficas. Por eso las fallas de colisión son zonas de prospección tanto para mineralización sin-colisión en el Complejo Metamórfico como para mineralización post-colisión dentro de unidades como la Formación Tarqui. Litherland (1987), notó la probabilidad de mineralización sin-colisión y post-colisión (minas coloniales de plata en Altar) por el frente Baños.

Se enviará para análisis de oro muestras de rocas de sílice de las fallas San Antonio y Peltetec.

6.2.3 El complejo ultramáfico Tampanchi debe ser mapeado con detalle con su extensión al norte y al sur. Las rocas ultramáficas-máficas, 2 km de ancho, y las relaciones íntimas con fases ácidas y dioríticas, indican un ambiente apto para prospección de mineralización metálica de varios tipos de paragénesis.

7. REFERENCIAS

ASPDEN J. A. y LITHERLAND M. (1987) Informe técnico de la comisión a El Oro. INEMIN No. 3810 (no publicado).

ASPDEN J. A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R. y VITERI F. (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significado regional. Politécnica.

BRISTOW C. R., LONGO R. y GUEVARA S. (1975) Hoja geológica de Cañar-72. DGGM, Quito.

LEBRAT M., MEGARD F. y DUQUE F. (1986) Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the South American continent in Ecuador. Zbl. Geol. Paleont. Teil 1, Vol 9/10, 1207-1241.

LITHERLAND M. y BERMÚDEZ R. (1986a) Informe técnico de la comisión efectuada a Baños-Puyo y Guamote-Huamboya. INEMIN, Archivo No. 3394 (no publicado).



LITHERLAND M. y BERMÚDEZ R. (1986b) Informe técnico de la comisión realizada a Guamote-Macas. INEMIN, Archivo No. 4403 (no publicado).

LITHERLAND M. (1987) Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real, Primer Informe Anual, INEMIN, Quito (no publicado).

MEGARD F. y LEBRAT M. (1987) Los terrenos exóticos del Occidente Ecuatoriano y sus relaciones con Sudamérica. Conf. Anniv. 200 años. Miss. Geod. Francia, Quito, 1986.

Ing. Ramiro Bermúdez A. Dr. Martin Litherland

PROYECTO CORDILLERA REAL

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 0514

QUITO, FEBRERO 01, 1988

PARA : GERENTE TÉCNICO

DE : ING. FRANCISCO VITERI y DR. JOHN ASPDEN

ASUNTO : Informe Técnico de la comisión realizada del 9 de noviembre al 4 de diciembre de 1987, a las provincias de Azuay y Morona Santiago

SUMARIO:

Los trabajos efectuados durante la presente comisión fueron realizados mediante dos grupos, el primero por el Ing. Francisco Viteri y el segundo por el Dr. John Aspden y el Sr. Manuel Célleri, los que llevamos a efecto las siguientes travesías: Gima-Quebrada Osormana-Chigüinda-Gualaquiza; Gima-San Miguel de Cuyes-Nueva Tarqui; Sevilla de Oro-Río Negro-Copal-Méndez; Sevilla de Oro (camino viejo)-Río Chorro Blanco, Tres Lagunas; La Merced-Río Collay-La Merced; Sta. Teresita-Caygual-Río Martirio y San Vicente-La Merced, todos estos trabajos se localizan dentro del cinturón metamórfico de la Cordillera Real.

El estudio geológico-estructural, y toma de muestras petrográficas y geoquímicas se efectuó mediante geotravesías realizadas en su mayoría a pie.

Las localidades que forman parte del presente estudio, son zonas altas de cordillera teniendo como altitud promedio de 3700-4000 msnm, consecuencia de lo cual el clima es frío de páramo donde el acceso es difícil, la vegetación característica es la de pajonales, y arbustos pequeños típicos de páramo o climas fríos.

Dentro del contexto geológico en los cortes adyacentes, es decir el de Gima-Chigüinda y Gima-Nueva Tarqui se ha podido continuar con la definición o delimitación por fajas teniendo de oeste a este las siguientes: la faja metavolcánica correspondiente a la denominada con anterioridad Alao-Paute, luego una secuencia de rocas tectonizadas de contacto y rocas intrusivas/gneis esquistoso foliadas con megacristales de feldespato potásico, luego rocas esquistosas verdes muy similares a las que fueron observadas en el corte Paute-Méndez (Informe Técnico, 1987), siguiendo al este tenemos la secuencia semipelítica consistente de filitas con concentraciones de cuarzo, las que indican dos clivajes y cuarcitas; finalmente al extremo este de la cordillera se ha podido observar y delimitar con un buen porcentaje de exactitud un contacto entre la secuencia semipelítica y rocas volcánicas bastante silicificadas con pirita en vetillas y diseminada. Estos volcánicos probablemente corresponden a la Formación Chapiza (Miembro Misahuallí).

Algunos contactos de estas fajas se han podido delimitar por fotogeología, ver Mapa 1.

En el Mapa 2 se indica el corte geológico Sevilla de Oro-Copal-Méndez, donde hemos podido definir la secuencia geológica de oeste a este con las siguientes fajas: rocas metavolcánicas y volcánicas de Alao-Paute, luego una secuencia de rocas miloníticas, más al este una faja de rocas semipelíticas, principalmente filitas y cuarcitas, luego rocas volcánicas y subvolcánicas relacionadas posiblemente a la secuencia de Guarumales, finalmente hacia el este una secuencia de mármoles de posible edad cretácica, para culminar con la secuencia sedimentaria de las Formaciones Hollín y Napo. Se realizó la toma de muestras petrográficas en 113 puntos de muestreo y 44 de sedimentos fluviales y minerales pesados en ríos y quebradas de interés.

La geología económica principalmente de oro, está representada por los importantes lavaderos de los Ríos Collay y Pilares, existiendo en un buen porcentaje de drenajes siendo su contenido menor.

1. INTRODUCCIÓN

Este informe resume brevemente varias travesías geológicas llevadas a cabo entre noviembre y diciembre de 1987 por el Proyecto Cordillera Real (Sector sur). Detalles de las observaciones geológicas realizadas, junto con la localización de muestras recolectadas de roca y sedimentos geoquímicos se presentan en los mapas adjuntos (Mapas 1 y 2). Al momento de realizar el informe, no se dispone en su totalidad de láminas delgadas o de análisis químicos y por lo tanto es posible que las interpretaciones preliminares realizadas aquí sean modificadas en el futuro cuando se disponga de la información antes mencionada.

Al igual que en otros informes de esta área, los límites presentados en los mapas de travesías definen divisiones litoestratigráficas mayores (informales), pero la relación de edad entre ellas es dudosa. Igualmente, la cubierta de rocas más jóvenes, principalmente volcánicas (post-Cretácica) generalmente no se presenta, de todas maneras, se debe poner énfasis en que éstas a menudo son extensivas, particularmente al oeste, así mismo en el área al este de Gima (Mapa 1).

2. GIMA-GUALAQUIZA

Detalles de las travesías geológicas llevadas a cabo en este sector de la Cordillera Real se presentan en el Mapa 1. Para poder extremar nuestros esfuerzos en esta área se decidió que nos separaríamos en dos grupos. Francisco Viteri completó la travesía al Norte desde Gima a Gualaquiza, vía Chigüinda y el Río Santa Bárbara, mientras que John Aspden llevó a cabo la travesía hacia el sur vía San Miguel de Cuyes y Nueva Tarqui.

Es posible subdividir esta parte de la Cordillera en 4 divisiones mayores y nosotros consideramos que es importante que divisiones similares han sido localizadas tanto al sur como al norte del área (ver informes de comisiones anteriores Gualaceo-Limón, Sigsig-Principal y Oña-Yacuambí), lo que sugiere que estamos trabajando con fajas de significado regional.



2.1 Faja Occidental gnéisica/esquistosa

Esta faja se encuentra pobremente expuesta y en su mayor parte está cubierta bajo una capa gruesa y extensiva de volcánicos pleistocénicos los que pertenecen a la Formación Tarqui. En los lugares donde están expuestas estas rocas, con frecuencia se encuentran fuertemente alteradas y por lo tanto es difícil obtener una imagen real de su naturaleza exacta. De todas maneras, aparentemente esta faja consiste principalmente de gneises y esquistos biotita ± moscovita que se inclinan hacia el oeste, algunos de los cuales contienen megacristales de cuarzo-feldespato prominentes (2-3 cm). A más de esto se encuentra presente granito moscovítico, más masivo, pero generalmente foliado y, al norte (Quebrada Osormana) ocurren típicos granitos de 'cuarzo azul' con grandes megacristales de feldespato potásico gris azulado. Cantidades menores de cuarcitas han sido observadas dentro de este cinturón y es posible que éstas representen una forma de xenolitos dentro de los granitos.

Los niveles de exposición no permiten una interpretación inequívoca de este cinturón, pero evidencia encontrada en otros lugares sugeriría que los gneises y esquistos probablemente representan los sectores más intensamente deformados (cizallados) del batolito granito/granodiorita. Datos obtenidos durante los trabajos del Proyecto indican que los granitos/granodioritas de 'cuarzo azul' son casi con certeza anatexia de superficie (tipo-S). La formación de estas rocas normalmente se encuentra asociada con colisión y es aún una prioridad del Proyecto el datar estos granitoides.

2.2 Secuencia semipelítica

Al este, la faja gnéisica/esquistosa occidental se encuentra reemplazada por una secuencia gruesa, monótona de rocas semipelíticas, pero estas relaciones de contacto entre estas dos fajas aún no se encuentran bien definidas a pesar de que se considera que los granitoides de 'cuarzo azul' que se mencionan intruyen la secuencia semipelítica, pero es probable que este contacto desde entonces ha sido afectado por un tectonismo mayor. El sector expuesto de la faja semipelítica consiste de una secuencia con fuerte buzamiento a vertical. El clivaje S2 es dominante y el tipo principal de roca es una filita ± grafito de bajo grado, aunque cuarcitas subordinadas también son comunes. Vetas de cuarzo han sido observadas regularmente. Como se observó en otro sector de la Cordillera, la faja semipelítica contiene poco o nada de material volcánico y parece que se ha derivado exclusivamente de una fuente continental.

La secuencia semipelítica desaparece de forma abrupta aproximadamente a medio kilómetro al este de Ganashuma, pero el contacto en sí no se encuentra expuesto, un caso semejante se tiene al sur-este de Chigüinda en la quebrada Guobical donde se pudo observar el cambio a rocas volcánicas a partir de este punto.

2.3 Faja volcánica-subvolcánica

Esta faja ocurre a lo largo del margen oriental de la Cordillera Real y está compuesta por una secuencia variablemente deformada de lavas intermedias dominantes y de intrusivos de composición diorítica/monzonítica de grano fino. Estas rocas se considera que representan al equivalente subvolcánico de las lavas. Tobas félsicas (?) también se encuentran presentes al oeste cerca de la Quebrada Honda y son comunes las zonas de silicificación al este de Chigüinda. La faja aparentemente contiene poco material sedimentario.

Clivajes posiblemente relacionados a zonas de cizallamiento, se encuentran variablemente desarrollados, y como resultado de esto la secuencia incluye tanto rocas 'no-metamórficas' masivas, aparentemente no deformadas y 'esquistos verdes'. Se considera que el metamorfismo es uniforme y de bajo grado a lo largo de esta faja y sus efectos se manifiestan de manera más obvia a lo largo de zonas de cizalla.

El margen oriental de la faja volcánica podría ser considerablemente más complejo de lo que se presenta en el Mapa 1, ya ocurren esporádicamente bloques de sedimentos clivados 'semejantes a los de la Formación Napo' a lo largo del camino al este del Río Amarillo. Basándonos en la evidencia de los afloramientos parece que las rocas volcánicas se extienden hacia el este hasta el Río Bravo. La evidencia que se puede localizar en las láminas delgadas podría llevarnos a resolver ciertas dudas, pero es muy probable que un mapeo detallado será necesario para poder definir la naturaleza exacta de este límite.

En términos regionales la faja volcánica/subvolcánica es de una probable edad jurásica y como tal se considera que está relacionada con el Miembro Misahuallí de la Formación Chapiza. Pero hasta que se confirme que estos datos son dataciones confiables, esta correlación sólo se la puede considerar tentativa.

2.4 Secuencia cretácica

Al sur del Mapa No. 1 y al este del Río Bravo existen cuarcitas que probablemente pertenecen a la Formación Hollín y se encuentran expuestas a lo largo del camino a Nueva Tarqui. En la Quebrada Vicente afloran las Formaciones Napo y Hollín, en forma de contacto fallado, pero exhibiendo relaciones estratigráficas normales en las que la Hollín está debajo. En el flanco oriental de la Quebrada Vicente afloran lavas félsicas y silíceas, relaciones de contacto no fueron observadas, pero tentativamente se las asigna a la Formación Napo.

Vale la pena un posterior mapeo detallado en la Quebrada Vicente ya que esto ayudaría a aclarar relaciones estructurales en especial aquellas entre la Formación Napo y la Formación Hollín, dentro del frente montañoso de la Cordillera Real.

2.5 Rocas intrusivas/volcánicas más jóvenes

Al oeste tobas félsicas de la Formación Tarqui cubren gran parte de la Cordillera y Pullcu Urcu y Moriré, las que forman lomas prominentes, probablemente representan sólo dos de las muchas chimeneas subvolcánicas Tarqui.

Bloques de tobas/pórfidos félsicos más jóvenes también se encuentran presentes en el Río Altar y en el Río San Pablo, las que indican que el volcanismo post-cretácico no estaba confinado al oeste.

Un plutón de hornblenda/moscovita fuertemente alterado de composición tonalítica-granodiorítica está expuesto a lo largo del camino a San Miguel de Cuyes al oeste de Moriré. Bloques similares, pero más frescos de este tipo se encuentran en el Río Moriré. No está deformado y por lo tanto podría ser de una probable edad Terciaria (Inferior?).

2.6 Geología económica

Resultados analíticos de las muestras geoquímicas recolectadas no se encuentran disponibles al momento, pero oro aluvial histórico, el que aún hoy en día está siendo bateado, tiene considerable interés. En particular varios drenajes de la faja occidental gnéisica/esquistosa llevan oro. Tanto el Río Sangurima y el Río Santa Bárbara el que se encuentra inmediatamente al este de esta faja son famosos históricamente y se mencionan en los antiguos registros mineros de los españoles. Juntas estas ocurrencias forman parte de lo que hemos denominado de manera informal la faja occidental de oro, una zona aurífera mineralizada que podría trazarse desde el Río Collay al norte hasta el Río Shingata/área de vetas al sur. El trabajo programado para 1988 estudiará esta faja más detalladamente para poder comprender de una forma más precisa su metalogénesis.

De acuerdo a información local, pequeñas cantidades de oro fueron tomadas del Río Altar, pero las operaciones ya han cesado en esta área (Minas Altar).

Al este, se bateó oro desde la Quebrada Honda que drena principalmente de la faja volcánica/subvolcánica. Se trabaja de manera extensiva en el Río Amarillo, pero esta área no fue visitada durante la presente comisión y su potencial fuente es desconocida.

3. SEVILLA DE ORO-COPAL

Los resultados de esta travesía, la que gran parte del camino sigue un sendero poco utilizado, a lo largo del Río Negro, se presentan en el Mapa 2. Además de ésta se llevaron a cabo travesías en el Río Chorro Blanco el que es un tributario del Río Collay en el sur, en el Río Chorro Blanco al este de Santa Rosa y en el área alrededor de La Merced.

Geológicamente esta parte de la Cordillera Real es compleja, al momento no podemos decir si los diferentes cinturones presentados en el Mapa 2 tienen significado regional, la descripción de cada uno de estos cinturones se realizará de este a oeste.

3.1 Formaciones cretácicas Hollín y Napo

Estas Formaciones no fueron estudiadas a detalle, pero existen excelentes afloramientos de la Formación Napo en el Río Negro inmediatamente al este de Copal y varios bloques de cuarcitas de la Formación Hollín fueron observados hacia el este a lo largo del camino que lleva a Bella Unión. No se observaron contactos entre estas dos Formaciones, consecuencia de lo cual la relación estructural en esta área es desconocida.



Fueron observados afloramientos de la Formación Napo al norte del Río Shiro, donde consisten de filitas negras con clivaje. También se encuentran presentes varios, bloques de lava y brechas volcánicas, que a menudo están deformadas y se asume que se derivan del cinturón volcánico/mármol al oeste. En general los afloramientos que se encuentran a lo largo del camino Río Shiro-Copal son malos, pero la evidencia de las láminas delgadas indica que están presentes cuarcitas verdosas en el pueblo de Copal y también hacia el sur donde contienen clastos de cristales de calcita negra. En el campo estas rocas fueron identificadas como 'metavolcánicos', aunque tentativamente ahora se las considera como pertenecientes a la Formación Napo (ver muestras CRFV-450 y CRFV-449).

En el Río Negro, se encuentra expuesta la 'clásica' Formación Napo bajo el puente al este de Copal. Aquí, las rocas son típicamente grises obscuras a negras y consisten de filitas de grano fino, carbonáceas y silíceas. Las capas originales aún son claramente visibles y la secuencia se encuentra afectada por pliegues encarrujados verticales F2 apretados, con leve hundimiento horizontal al norte. Son comunes venillas y vetillas blancas irregulares de calcita. También en este punto se encuentran presentes grandes bloques de brechas volcánicas.

3.2 Faja volcánica y de mármol

Inmediatamente al sur del Río Shiro el camino a lo largo del Río Negro sube abruptamente y existe un cambio drástico en la geología. A lo largo de esta línea desaparece la Formación Napo, y es reemplazada al oeste por una secuencia de metavolcánicos variablemente deformados, mármoles y filitas menores de un color pálido. La evidencia en láminas delgadas indica que probablemente los metavolcánicos originalmente fueron andesitas. Clorita y epidota junto con sericita son los principales minerales metamórficos y su desarrollo parece estar controlado de cerca por el clivaje. Es común la recristalización de la matriz, la que está distribuida esporádicamente, pero la mayoría de las muestras examinadas tienen una fuerte fábrica tectónica. Fenocristales de andesita feldespática originales se encuentran ampliamente preservados como 'augens' en forma de lentes y en algunas muestras se encuentra presente hornblenda primaria (magmática).

Los mármoles que se encuentran presentes dentro de esta faja delgada varían en color de blanco grisáceo a azul. Por lo general son relativamente puros, pero por lo común con tienen cantidades menores de cuarzo el que podría indicar un origen predominantemente detrítico. Se asume que se encuentran interestratificados con los volcánicos y en algunos casos son fuertemente foliados.

Filitas de grano más fino y de color pálido, dentro de esta faja probablemente corresponden a tobas o sedimentos tobáceos. Estos fueron observados principalmente en forma de bloques y algunos tienen pliegues encarrujados F2 similares a aquellos observados en la Formación Napo.

Las medidas estructurales a través de este cinturón son fuertemente a moderadamente inclinadas con clivajes que buzan al oeste. El límite occidental parece ser abrupto y está marcado por una zona vertical de metavolcánicos miloníticos los que a pesar del aumento del tectonismo aún contienen remanentes de sus fenocristales de feldespato originales.

La relación entre estas rocas y la Formación Napo al este aún no es conocida, sin embargo, es posible que éstas sean equivalentes en edad. Alternativamente esta faja podría ser considerada como perteneciente al Miembro Misahuallí de la Formación Chapiza.

3.3 Faja filítica negra

Esta faja consiste principalmente de una secuencia monótona de filitas negras, pero también incluye menor cantidad de cuarcitas. Las filitas son a menudo grafíticas con una buena proporción de pirita; además son comunes las vetas de cuarzo en todo lo largo. La secuencia se presenta estructuralmente con fuertes inclinaciones a vertical y tiene un clivaje penetrativo S2.

3.4 Cinturón de esquistos verdes

Esta faja consiste de una variedad de tipos litológicos siendo una de las principales secuencias de esquistos verdes, los mismos que fueron definidos por especímenes de mano. También incluye filitas y cuarcitas impuras. Evidencia de láminas delgadas indica que los principales minerales metamórficos son biotita, moscovita, clorita, epidota y plagioclasa.

La mayoría de los metavolcánicos son extensivamente recristalizados y a menudo llevan actinolita y clinozoisita. Parece que esta faja es de un grado metamórfico ligeramente superior comparada con las meta-andesitas que se encuentran al oeste de Copal.

Los límites de esta faja no se encuentran bien definidos, particularmente al oeste, y este dato podría variar una vez completemos un examen más detallado de las láminas delgadas.

3.5 Faja semipelítica y zonas de semiesquistos

Con la desaparición de los esquistos verdes y siguiendo al oeste el principal tipo de roca encontrado es una de color obscuro a negro, tratándose de filitas grafíticas y filitas cuarzosas. Estas rocas generalmente se encuentran pobremente expuestas, de ahí que en la mayor parte del camino del Río Negro que cruza los pórfidos del Cerro Negro sólo unos pocos afloramientos fueron observados.

El límite occidental y la extensión al sur de estas rocas en el área del Río Collay es problemática y se requerirá de un mapeo geológico más detallado para poder entender las complejidades estructurales de esta área.



Al sur en el Río Collay las rocas miloníticas se encuentran expuestas en el sector sur de la unión con el Río Chorro Blanco, cantidades menores de granito gnéisico de 'cuarzo azul' se encuentran presentes. Las relaciones de campo en esta área sugieren que el granito intruye rocas semipelíticas, las que también ocurren en el Río Collay y hacia el este en el Río Chorro Blanco. En la parte inferior del Río Chorro Blanco afloran filitas grafíticas, pero también se observaron bloques de metavolcánicos verdes alterados. Estas últimas rocas no fueron notadas in situ y en las partes superiores la litología del Río Chorro Blanco consiste exclusivamente de filitas cuarzosas y semiesquistos cuarzosos. Estas rocas han sido afectadas por un evento posterior de pliegues abiertos (F3?), pero como se deduce claramente del Mapa 2, el clivaje principal es generalmente plano a moderadamente inclinado y estructuralmente esta faja podría pertenecer a la extensión al norte de la faja 'plana' semipelítica, la que se encuentra cruzada por el camino Gualaceo-Limón.

Hacia el norte, en las partes inferiores de la Quebrada Esmeraldas, observaciones preliminares indican la presencia de esquistos verdes y filitas, pero la aparente ausencia de la 'faja plana' de los semiesquistos cuarzosos, que ocurre al sur es problemática. Se espera que travesías futuras planeadas para esta área nos ayudarán a resolver este problema. En este contexto sería de interés notar que al este de Santa Rosa en la parte superior del Río Chorro Blanco también se encuentran presentes filitas cuarzosas y semiesquistos cuarzosos con buzamientos al occidente. A pesar de que los buzamientos estructurales al norte son algo más inclinados estas rocas son idénticas a aquellas encontradas al sur y pliegues 'z' menores sugieren que ellos están relacionados a sobrecorrimientos con dirección al este. Al norte el límite oriental de este cinturón coincide con un lineamiento fotogeológico marcado, el que se presenta en el Mapa como una línea separando la faja semipelítica de los 'semiesquistos' al oeste. Mientras que la verdadera naturaleza de este contacto aún tiene que ser probada. Al sur la imagen de esta línea desaparece, pero la presencia de milonitas y granito gnéisico de 'cuarzo azul' en el Río Collay podría marcar su continuación al sur.

3.6 División Alao-Paute

En este momento aún no disponemos de láminas delgadas correspondientes al sector Alao-Paute, y por lo tanto la identificación de los diferentes tipos de rocas está basada en especímenes de mano.

Las litologías encontradas en la división Alao-Paute son variables e incluyen filitas feldespáticas, filitas grafíticas, menor cantidad de cuarcitas y los esquistos verdes son comunes. Algunos de los esquistos verdes, especialmente al este de Santa Rosa son masivos y han sido identificados tentativamente como calco-silicatos (Xcs en el Mapa 2), pero en otros sitios los metavolcánicos son comunes. Al este de Santa Rosa la desaparición de rocas verdes de Alao-Paute típicamente alteradas coincide con una característica fotogeológica marcada, la que se presenta en el Mapa 2. La extensión al sur de esta línea es incierta y desafortunadamente los niveles de exposición fueron insuficientes para establecer la naturaleza exacta de este contacto. A pesar de esto, está claro que estructuralmente la división Alao-Paute sobreyace la faja de semiesquistos y es posible que estas rocas estén separadas por un contacto tectónico (corrimiento).

Hacia el sur, a lo largo del camino que lleva de El Pan a la Merced, la división Alao-Paute consiste principalmente de filitas feldespáticas fuertemente tectonizadas, las que tienen un clivaje temprano (S1?) con un buzamiento hacia el oeste relativamente suave. La evidencia para movimientos tectónicos posteriores en el área nos da la presencia de un fuerte clivaje de crenulación S2 inclinado a vertical.

3.7 Rocas volcánicas/intrusivas

Los pórfidos de Cerro negro no están deformados, tienen hornblenda y biotita y es común encontrar pirita diseminada. Su contacto oriental con las semipelitas está expuesto en el Río Dominguillo. Se notaron bloques rodados de un pórfido similar en el Río Martirio al sur y por lo tanto es probable que la intrusión se extienda en esta área.

También se encuentran presentes rocas volcánicas/subvolcánicas félsicas en el Río Pilares cerca de su unión con la Quebrada Trenza. Estas rocas también intruyen la secuencia semipelítica y llevan grandes xenolitos de filitas grafíticas.

Cantidades menores de granitos gnéisicos de 'cuarzo azul' se encuentran presentes en el Río Collay. Evidencia de otros sitios indica que estos son granitos tipo-S, probablemente fueron generados durante episodios de colisión continente-continente. Al noreste de Sevilla de Oro se observaron afloramientos muy alterados de un gneis leucocrático de grano grueso, pero su origen es desconocido.

3.8 Geología económica

Al momento los análisis geoquímicos de las diferentes muestras no se encuentran disponibles, pero se está trabajando extensivamente en el Río Collay en busca de oro. Todas las operaciones en este río son aluviales y a pesar de la extensa historia minera en esta área, la fuente del oro es aún desconocida. De acuerdo a los habitantes del lugar, pequeñas cantidades de oro son bateadas en el Río Negro al este de Copal.

4. RECOMENDACIONES

Durante 1988 el área del Río Collay será visitada y en particular se llevará a cabo un trabajo de campo más detallado en el Río Pilares. El programa geoquímico incluirá no sólo los sedimentos fluviales y concentrados bateados, sino también un número limitado de muestras de rocas completas las que se analizarán en busca de oro.



5. CONCLUSIONES

En relación a la geología del área cubierta por el Mapa 2, es obvio que varias preguntas fundamentales aún no tienen respuesta. En términos regionales la geología de la Cordillera Real al sur de Gualaceo-Limón podría ser subdividida en una serie de divisiones litoestratigráficas ampliamente informales como se demostró por ejemplo por la travesía Gima-Gualaquiza (ver también informes de travesías anteriores). De todas maneras, al norte del camino Limón-Gualaceo estas divisiones son mucho más difíciles de reconocer y aparentemente ocurren rocas similares a todo lo largo de la Cordillera. La división pelítica y semipelítica de Loja, que ocurre extensamente al sur, desaparece hacia el norte y la naturaleza de este cambio aún no ha sido explicada. Igualmente, la ocurrencia de rocas metavolcánicas de composición aparentemente similar y de un grado metamórfico similar (esquistos verdes) en la división Alao-Paute al oeste, en las laderas Andinas orientales (al oeste de Copal) y dentro de la misma Cordillera, es difícil de explicar. Dataciones radiométricas confiables podrían requerirse para decidir si estamos o no trabajando con rocas de diferentes edades en esta parte de la Cordillera Real.

La parte occidental del área cubierta por el Mapa 2, representa la continuación del rumbo del frente Baños. Ahora es verdad que el frente Baños no es una línea sola sino más bien una zona tectónica compleja, los efectos de la cual podrían extenderse por varios kilómetros. Al sur incluyendo la cuenca del Río Collay, esta faja está asociada con mineralización de oro ampliamente extendida, pero su aparente desaparición al norte tiene obvias implicaciones económicas.

Ing. Ramiro Bermúdez A. Dr. Martin Litherland

PROYECTO CORDILLERA REAL

ADJ. Mapa geológico y de muestreo petrográfico-geoquímico Sevilla de Oro-Méndez

Mapa geológico y de muestreo petrográfico geoquímico Gima-Nueva Tarqui y Gima-Chigüinda

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 4513

QUITO, SEPTIEMBRE 14, 1987

PARA	:	GERENTE TÉCNICO
DE	:	ING. FRANCISCO VITERI y DR. JOHN ASPDEN
ASUNTO	:	Informe Técnico de la comisión realizada del 6 al 26 de agosto del presente año, a las provincias de Azuay y Morona Santiago, cantón Sigsig, Oña y Yacuambí.

SUMARIO:

Los trabajos efectuados en la presente comisión fueron realizados mediante tres geotravesías, la primera desde Oña, Loma Voladora, Yacuambí, Yantzaza; la segunda desde Mina Peggy, Río Santa Bárbara, minas antiguas, y la tercera desde Principal a Tres Lagunas, todos estos cortes fueron efectuados dentro del cinturón metamórfico de la Cordillera Real.

El estudio geológico-estructural se lo realizó por medio de travesías a pie, conjuntamente con la compilación de datos geológicos de campo, se tomaron muestras geoquímicas de sedimentos fluviales y minerales pesados en los sectores de interés.

Las localidades que forman parte del estudio de la presente comisión son zonas medianamente altas a altas típicas de la cordillera, donde la altitud dominante es de 3900 msnm. El clima característico es frío de páramo y la vegetación varía dependiendo de su altitud.

Dentro del contexto geológico, el área de investigación expone rocas volcánicas jóvenes probablemente correspondientes a la Formación Tarqui cuya edad es pleistocénica, y el complejo metamórfico consiste del cinturón volcánico y metavolcánico Alao-Paute en la sección oeste, el cinturón Central y la faja semipelítica hacia el este.

La geología económica, se puede describir por la existencia de zonas de interés en lo que se refiere a mineralización aurífera.

1. GEOLOGÍA

1.1 Sigsig-Principal

1.1.1 Introducción

El trabajo preliminar llevado a cabo al sur de Sigsig en este año (ver informe Sigsig-Mina Peggy, febrero 1987) indicó que esta área probablemente era muy importante para la interpretación regional de la geología metamórfica de la Cordillera Real. Además, en esta área existe actividad minera histórica y actual, y ofrece una buena oportunidad para estudiar las ocurrencias de mineralización, especialmente la de oro y a la vez relacionarla a un ambiente geológico definido.

Como se ha resumido con anterioridad (Litherland et al., 1987) el trabajo previo llevado a cabo por el Proyecto Cordillera Real nos ha permitido dividir la geología metamórfica de la principal cadena montañosa en varias divisiones litoestratigráficas informales, las que creemos que nos proveerán de bases para comprender la historia metalogénica de toda la Cordillera.

Al este de Cuenca, la Cordillera Real consiste: al oeste de una unidad volcánica-sedimentaria principal, la que pertenece a esquistos verdes de Alao-Paute y a la división metasedimentaria del cinturón colisional occidental, inmediatamente al este de esta unidad se encuentra una importante zona tectónica la que contiene una mezcla de diferente tipos de rocas y que a menudo están fuertemente deformadas, más al este existe una extensa secuencia de rocas de bajo grado que pertenecen a la división semipelítica de Loja (ver informe de Gualaceo-Limón y Litherland et al., 1987).

1.1.2 Geología local

Detalles de las travesías llevadas a cabo al este de Principal y Sigsig se encuentran en el Mapa 1 (ver también informes Sigsig-Chigüinda y Gualaceo-Limón).

Como se puede ver, hemos distinguido tres cinturones principales, o unidades litoestratigráficas/tectónicas. Creemos que el cinturón Occidental podría estar asignado a la división Alao-Paute y consiste de esquistos verdes y metasedimentos de bajo grado (principalmente filitas). Comparadas a las rocas que afloran al este, la secuencia Alao-Paute se presentó relativamente no deformada, pero hacia su límite oriental particularmente alrededor de Sigsig, se encuentran expuestas rocas miloníticas. Hasta entonces, a pesar de que hemos tenido la posibilidad de establecer relaciones de edad precisas para varias unidades metamórficas representadas en esta área hemos incluido estas rocas miloníticas dentro de la zona tectónica Central.



Como su nombre lo indica el cinturón tectónico esencialmente es una zona tectónica. Incluye una variedad de rocas posiblemente de diferentes edades y orígenes las que se encuentran variablemente deformadas, pero en su totalidad se lo puede considerar como esencialmente milonítico. Los tipos de rocas que se encuentran presentes incluyen meta-andesitas y metatobas que contienen cloritoide, masivas, pero fuertemente foliadas, probables aglomerados los que han sido tectónicamente interrumpidos, metasedimentos que también tienen una fábrica tectónica fuerte y a menudo bastante silicificados. Además, este cinturón se caracteriza por la presencia de granitoides biotíticos con cuarzo azul a menudo intensamente cizallados los que contienen grandes megacristales tardíos de feldespato potásico. Gneis con forma de ojos y esquistos silicificados, de los cuales el último en ocasiones contiene cuarzo azul pálido en forma de ojos, son relativamente comunes y se los considera como productos de los procesos tectónicos que han afectado los granitoides de 'cuarzo azul'.

Como se menciona arriba, en el oeste el cinturón incluye rocas que se asemejan a aquellas de la división Alao-Paute, también al este contiene rocas que son litológicamente similares a las semipelitas de la división Loja. Así es posible que estos cinturones simplemente representen la transición tectónica entre la división de Loja y la de Alao-Paute y que los granitoides de cuarzo azul se encuentren relacionados a la colisión de estas dos unidades. Aunque esta es una hipótesis atractiva, el hecho de que la biotita (y no la moscovita) sea el principal mineral 'máfico' dentro de los granitoides, y que estas rocas (aquí y en otros sitios de Ecuador, ver también la travesía Oña-Yantzaza en este informe) probablemente son granitoides (como opuestos a granitos verdaderos), podrían presentarse como argumentos contra esta interpretación.

Las lecturas estructurales en el cinturón tectónico son poco consistentes. Los rumbos son aproximadamente NE-SW y las inclinaciones varían de escarpados a casi verticales al NW.

Al este de este cinturón las rocas metamórficas consisten de semipelitas de bajo grado de la división Loja y el límite que se presenta en el Mapa 1 corresponde a la aparición de una zona 'plana' que parece caracterizar el margen occidental de la división Loja a través de la Cordillera Real. La relación estructural precisa entre este cinturón 'plano' y la zona tectónica generalmente escarpada al oeste no está clara al momento, pero travesías geológicas planeadas para el futuro nos ayudarían a resolver estos problemas.

1.1.3 Economía

La mineralización ocurre extensamente en esta área, en particular la de oro aluvial ha sido trabajada desde la época colonial. Desafortunadamente el origen de la mineralización es desconocido, pero podría significar que intrusiones félsicas/ácidas, que probablemente pertenecen a la Formación pleistocénica Tarqui, son comunes a través del área. Durante el presente estudio, estas rocas no han sido mapeadas a detalle, pero es probable que las fracturas pre-existentes, particularmente dentro del cinturón tectónico podrían haber ayudado al emplazamiento de las rocas de la Formación Tarqui y también a un sistema de bombeo efectivo para la circulación de las soluciones hidrotermales asociadas.

1.1.4 Mina Peggy

Mineralización polimetálica (Ag, Cu, Pb, Zn) se encuentra localizada en vetas tardías que cortan el granitoide de 'cuarzo azul' cizallado. Varios intrusivos más jóvenes, incluyendo brechas que se cree pertenecen a la Formación Tarqui, se encuentran presentes en el sector del Río Santa Bárbara. También se ha bateado estaño aluvial de los riachuelos alrededor de la Mina Peggy y esto probablemente se relaciona a muestras de rocas de cuarzo-turmalina las que han sido encontradas a lo largo del camino sobre el área de la mina principal.

Es decepcionante ver que, a pesar de la considerable cantidad de trabajos realizados por compañías privadas en el área de Peggy, hemos podido obtener muy poca información sobre esto, en el archivo central de INEMIN.

1.1.5 Río Santa Bárbara

Esta área fue visitada durante el presente estudio y podemos confirmar que todo el sector contiene oro. Extensas operaciones de oro aluvial a pequeña escala, existen a lo largo del Río Santa Bárbara, y de acuerdo a informaciones locales existe un túnel abandonado en el Río Ayllón aproximadamente a 1 km al norte de su unión con el Río Santa Bárbara.
De acuerdo a nuestro guía, la mina se encuentra asentada en roca y el oro está localizado en una serie de vetas de cuarzo horizontales, pero desafortunadamente no fue posible localizar la entrada del túnel. A pesar de esto aceptamos la información ya que de acuerdo a nuestras propias observaciones geológicas esta área está localizada en el 'cinturón plano' que como se menciona antes, caracteriza al margen occidental de la división semipelítica de Loja.

A nuestro regreso a Quito esperábamos chequear los detalles de esta mina en el archivo central de INEMIN, pero hasta ahora no nos ha sido posible obtener información concerniente a esta operación.

1.1.6 Área de Principal

Al sur y este de Principal, en el Río Shio y en sus tributarios, el oro es extensamente trabajado por habitantes del sector. Estos ríos bañan principalmente el cinturón tectónico, pero es posible que el Río Huigra, que de acuerdo a nuestros guías contiene los depósitos más ricos, podría en parte bañar el 'cinturón plano' de la división semipelítica de Loja. Extensos trabajos de oro aluvial en pequeña escala se encuentran presentes en el Río Shio y de acuerdo a los habitantes del sector a menudo se encuentra oro dentro de vetas de cuarzo. Como en el caso del área de Sigsig-Mina Peggy, intrusivos félsicos jóvenes son comunes dentro de la zona tectónica al este de Principal y existe silicificación extensiva. En la unión del Río de Burro Playa y el Río Minas existe la prominente Loma Fasañán Cari, la que, aunque no fue visitada durante la presente comisión tiene la forma típica de una chimenea volcánica.



1.1.7 Significado regional y recomendaciones

Las áreas de Sigsig y Principal forman sólo una parte de lo que ahora creemos que es un cinturón regional de oro dentro de la Cordillera Real. Como se presenta en el Mapa 1, a lo largo del rumbo, al norte está el área minera de Collay (Sevilla de Oro), mientras que al sur entre otras zonas están los ríos que contienen oro, conocidos como Sangurima y Santa Bárbara. Es probable que, hacia el sur, este cinturón incluya las famosas minas de Shincata, localizadas al este de Cochapata.

Estas áreas de oro fueron previamente consideradas como ocurrencias aisladas, pero los datos disponibles al momento, aunque preliminares, sugieren que existe una estrecha relación entre esta mineralización y la geología de basamento de la Cordillera Real. A pesar de que como se dijo antes la edad de mineralización es desconocida, pero en cada localidad con contenido de oro hemos visto volcánicos félsicos jóvenes e intrusivos, los que probablemente pertenecen a la Formación pleistocénica Tarqui, y son bastante comunes. Una hipótesis tentativa para explicar la ocurrencia de la mineralización de oro, sería que está relacionada al evento Tarqui, pero concentrado a lo largo de las zonas de debilidad tectónica pre-existentes y a fracturas dentro de las rocas metamórficas más antiguas. En el caso de la división semipelítica de Loja, y la ocurrencia reportada de oro en vetas horizontales de cuarzo, entonces esto aparecería como más estrechamente relacionado al evento tectónico que produjo el 'cinturón plano'.

Obviamente se deberán llevar a cabo muchos trabajos más para poder responder las preguntas fundamentales relacionadas a la mineralización de oro de este cinturón. Estudios futuros, particularmente en la cuenca del Río Shio, ofrecen una buena posibilidad de resolver muchos de los problemas geológicos más sobresalientes y en particular la edad y origen de la mineralización de oro. Cualquier estudio de seguimiento en esta área no sólo deberá incluir un mapeo detallado, especialmente de las secciones de los arroyos, debería también ser llevado a cabo un programa de muestreo de sedimentos fluviales y pesados. También será necesario recolectar rocas completas y muestras pequeñas en una forma sistemática, ya que existe una gran probabilidad de que el oro pueda estar presente no sólo en las vetas de cuarzo sino también que ocurra en diseminaciones tanto dentro de las rocas 'metamórficas' de la zona tectónica como en la Formación Tarqui más joven.

1.2 Oña-Yacuambí-Yantzaza

Detalles de esta travesía se presentan en el Mapa 2. Básicamente la geología a través de este sector de la Cordillera Real es relativamente simple y podría estar dividida en tres cinturones diferentes. De oeste a este (excluyendo la cubierta volcánica más joven) tenemos: el plutón de Tres Lagunas, las rocas semipelíticas de la división Loja y el intrusivo de Zamora y los complejos volcánicos.



1.2.1 El plutón Tres Lagunas

Este plutón fue nombrado primeramente por Kennerley et al. (1973) como resultado del mapeo geológico a escala 1:100000 de la Hoja Saraguro (Hoja 55). De acuerdo a estos trabajos, el plutón es de origen metasomático y a lo largo de su margen noroccidental las rocas de campo consisten de gneises.

De todas maneras, como contraste, nuestra interpretación es que éste esencialmente es un cuerpo intrusivo y que los gneises representan zonas de cizallamiento intenso dentro del plutón. En las cercanías del Río Negro no vimos evidencia para respaldar la existencia de una unidad gnéisica separada. Así mismo, las rocas de basamento presentadas en la hoja de Saraguro escala 1:100000, que sigue el Río Negro/Río Cachihuaicu es probablemente incorrecta, ya que en su unión con el Río Conventillos se exponen rocas volcánicas jóvenes.

Desafortunadamente, el límite occidental del plutón de Tres Lagunas se encuentra cubierto por rocas volcánicas más jóvenes, las mismas que no han sido mapeadas a detalle, pero de acuerdo a Kennerley et al. (1973) éstas pertenecen a la Formación pleistocénica Tarqui, la que consiste principalmente de tobas félsicas y/o ácidas y lavas.

Estudios petrográficos detallados del plutón de Tres Lagunas aún tienen que ser completados, pero su composición parece ser bastante uniforme y probablemente es una granodiorita. El único mineral máfico encontrado en especímenes recolectados fue biotita y a través del plutón se encuentran muchos megacristales de feldespato potásico tardío gris-azulado, uno de los cuales midió 14×5 cm. Las plagioclasas tempranas de color crema-blanco, que aparecen son pequeñas (aprox. 1 cm) en forma de cristales equidimensionales euhedrales a subhedrales, pero en una muestra un filo de feldespato color crema blanco fue observado alrededor de un megacristal tardío de feldespato potásico.

El plutón se encuentra cortado por numerosas zonas miloníticas de cizalla y la transición entre intrusivos no-deformados y 'gneises' asociados con estas zonas de cizalla podría ser demostrada de una manera convincente en el campo. Las rocas gnéisicas también contienen cuarzo-feldespato en forma de ojos y en algunos casos megacristales tardíos no-deformados de feldespato potásico, los que ocasionalmente pueden ser encontrados cortando la foliación. Basados en estas observaciones concluimos que los megacristales son tanto de origen sin- como post-tectónico.

En superficies cortadas se observa que los megacristales de feldespato potásico reemplazan y en algunos casos rodean los primeros cristales de plagioclasa.

Vetas de cuarzo ocurren a través del plutón, pero parecen ser más comunes cerca y dentro de las zonas de cizalla. Los xenolitos incluyen tipos sedimentarios (cuarcitas) y esquistos verdes de un probable origen ígneo/volcánico. Las zonas de cizalla son subparalelas y tienen un rumbo aproximado de 50° con hundimientos escarpados constantes al sureste.



Además de las características descritas antes, algunas muestras también contienen cuarzo azul-pálido. A pesar de esto, no está presente universalmente en el plutón Tres Lagunas en otro sector de la Cordillera Real. El cuarzo azul parece caracterizar el cinturón de rocas altamente tectonizadas que se encuentra localizado inmediatamente al este de la secuencia occidental de colisión. Al momento el origen y afinidades de estas rocas son desconocidas, pero incluyen una línea de granitoides variablemente deformados, los que de una manera característica procesan megacristales tardíos de feldespato potásico que a menudo llevan cuarzo azul.

La presente travesía confirma la extensión de este cinturón en el sector sur de la Cordillera Real y será una importante prioridad el datar estas intrusiones antes de que una completa comprensión de la geología regional de la Cordillera Real sea lograda. Como se dijo en informes previos del Proyecto Cordillera Real (ver también travesías Sigsig y Principal en este informe) estos granitoides de 'cuarzo azul', con frecuencia se encuentran especialmente asociados con áreas mineralizadas y en particular con zonas polimetálicas y que contengan oro, donde son cortados por intrusivos félsicos más jóvenes y por volcánicos. Dataciones de Potasio-Argón de preferencia para el plutón Tres Lagunas necesitarán ser confirmadas para un mejor trabajo, el cual se planea para principios de 1988 como parte del segundo programa geocronológico.

1.2.2 Semipelitas de la división Loja

Aproximadamente a 1 km al oeste de Tignas (Mapa 2) rocas clivadas que pertenecen a la división semipelítica de Loja se encuentran expuestas. Estas rocas metamórficas de bajo grado consisten de una secuencia monótona de filitas grafíticas, filitas cuarzosas, cuarcitas impuras y cuarcitas. La división Loja forma un elemento importante de la geología metamórfica a través de la Cordillera Real al sur de Cuenca (ver informe de travesías previas), pero la edad de estas rocas, a pesar de que se asume son del Paleozoico Inferior, no está confirmada.

A lo largo del margen occidental de este cinturón, cerca al plutón de Tres Lagunas, inclinaciones estructurales son apretadas?, pero al este de Tignas éstas se vuelven más escarpadas y un clivaje penetrativo S2 con frecuencia es claramente visible. Trabajo detallado insuficiente ha sido llevado a cabo para permitirnos realizar una interpretación estructural confiable de este cinturón, pero sobrecorrido al oeste y apretado a isoclinalmente plegado en el este podría estar de acuerdo con las actuales, aunque limitadas, observaciones de campo.

Al oeste del Río Tutupali, los rumbos son generalmente NE-SW y por lo tanto son un poco oblicuos a los grados estructurales regionales de la Cordillera. Al este las semipelitas se encuentran claramente intruidas por el 'Complejo Zamora' siendo común hornfels y silicificación cerca de los contactos. Relaciones intrusivas claras no fueron vistas al oeste, pero asumimos que las semipelitas también son intruidas por el plutón Tres Lagunas.

1.2.3 Intrusivo de Zamora y Complejo Volcánico

Al este de las semipelitas, la geología consiste esencialmente de un complejo ígneo no deformado. Estos complejos no han sido mapeados a detalle, pero la principal fase plutónica consiste de tonalita/monzonita la que contiene xenolitos ricos en hornblenda. La tonalita generalmente tiene tanto hornblenda como biotita y es de grano medio. Mas variedades leucocráticas ricas en cuarzo también se encuentran presentes, pero éstas cambian a las tonalitas más comunes y se considera que pertenecen a la misma fase intrusiva. Las rocas volcánicas y subvolcánicas presentan una variedad de composición, andesitas, andesitas hornbléndicas, felsitas, dacitas, lavas porfiríticas feldespáticas y brechas volcánicas han sido identificadas en especímenes recolectados.

Varias rocas intrusivas y volcánicas han sido recolectadas anteriormente en esta área para realizar estudios de datación utilizando tanto el método Rubidio-Estroncio como el Potasio-Argón, pero al momento no tenemos una evidencia segura con respecto a la edad de este complejo. Ahora consideramos que toda la secuencia representa un solo complejo ígneo de edad similar. Basándonos en la recolección de rocas plutónicas realizada en esta área y en el Batolito de Zamora hacia el este sugeriríamos de manera tentativa que estas rocas pertenecen al mismo evento y también creemos que el Batolito de Zamora es en realidad más extenso de lo que se ha reconocido previamente. La confirmación de esta hipótesis por supuesto tendrá que esperar resultados de la primera parte del programa geocronológico, pero en todo caso en términos de geología regional la localización del frente tectónico Subandino en el área presente es un problema.

Se debe dejar en claro que los afloramientos del complejo ígneo de Zamora entre La Paz y Yantzaza no son continuos, no vimos una evidencia del principal cizallamiento o deformación como la que esperaríamos que se encuentre asociada con el frente tectónico regional y su posición en el área aún no está clara.

1.2.4 Geología Económica

La asociación entre plutones del tipo de Tres Lagunas tanto con mineralización polimetálica y de oro en otro lugar de la Cordillera Real ya ha sido mencionada. Sobre esto creemos que el complejo ígneo de Zamora tiene un alto potencial minero. Zonas de silicificación son relativamente comunes y particularmente se encuentran asociadas con los complejos subvolcánicos generalmente de composición félsica a ácida. El oro fue bateado de varios arroyos que bañan el complejo de Zamora y también ha sido bateado por los habitantes del sector de partes del Río Tutupali. Muestras rodadas de magnetita y hornfels ricas en pirita fueron notadas en siete áreas, pero en particular en el Río Cambana e inmediatamente río abajo en el Río Yacuambí principal.



Hornfels ricos en sulfuros ocurren en afloramientos al este de la unión del Río Ingenio con el Río Yacuambí aproximadamente a 1.5 km al sur de Yacuambí, la pirita generalmente es un común integrante dentro de los hornfels a través del área. Sulfuros similares están bien desarrollados a lo largo de la falla que presenta una zona de mineralización de 1 metro de ancho, la misma que corta el intrusivo a lo largo del camino principal aproximadamente a medio kilómetro al norte de la Quebrada Curishpe. Varias rocas grandes y pequeñas muestras, han sido recolectadas en el complejo de Zamora, pero al momento de redactar este informe, los resultados no se encuentran disponibles. Es de un posible interés el notar que este complejo de hecho representa la continuación occidental del Batolito de Zamora, entonces podría tener un gran potencial para exploración de oro. A pesar de que no se han encontrado skarns, volcánicos conteniendo oro son conocidos en el área de Nambija y al momento consideramos que es alta la oportunidad de encontrar una mineralización de oro epitermal asociada con los complejos subvolcánicos y volcánicos descritos de forma individual.

Ing. Francisco Viteri S. Dr. John Aspden

PROYECTO CORDILLERA REAL

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 2078

QUITO, ABRIL 13, 1988

PARA	:	GERENTE TÉCNICO
DE	:	ING. FRANCISCO VITERI y DR. JOHN ASPDEN
ASUNTO	:	Informe Técnico de la comisión efectuada del 4 al 26 de febrero de 1988 en el sector sur de la Cordillera Real

1. INTRODUCCIÓN

Los trabajos geológicos de campo realizados durante la presente comisión se localizan dentro del cinturón metamórfico de la Cordillera Real, en el cual se realizaron las siguientes travesías:

Santa Teresita-Río Arenillas	(Mapa No. 1)
Laguna Maylas-La Merced	(Mapa No. 1)
Principal-Río de la Burra Playa	(Mapa No. 1)
Camino nuevo entre Loja-Saraguro	(Mapa No. 2)
Loja-cuenca de Malacatos-Quilanga	(Mapa No. 3)
Valladolid-Porvenir	(Mapa No. 4)
Chito-La Cruz	(Mapa No. 5)

El estudio geológico-estructural y toma de muestras petrográficas y geoquímicas se ha efectuado en su mayoría a pie y en caminos de segundo orden; las localidades que pertenecen al presente estudio son en parte zonas altas de cordillera, predominando altitudes de 3000-3600 msnm, a consecuencia de lo cual la vegetación típica es la de pajonales y arbustos pequeños y el clima es frío de páramo y también zonas bajas como las cuencas de Loja, Malacatos y Zumba.



Dentro del contexto geológico, en cada uno de los cortes existe predominancia de rocas metamórficas, rocas plutónicas y volcánicas recientes y sedimentarias de las cuencas terciarias, en lo referente a geología económica, existen buenos indicios de minerales metálicos especialmente oro y no-metálicos (calizas).

Para una explicación más clara de los diferentes nombres y de divisiones litoestratigráficas informales, utilizadas en este informe, el lector deberá referirse a los Informes Anuales del Proyecto Cordillera Real de los años 1987 y 1988.

2. GEOLOGÍA

2.1 Introducción

Este informe resume las travesías geológicas realizadas durante el mes de febrero del presente año por el Proyecto Cordillera Real (sector sur). Detalle de observaciones geológicas realizadas conjuntamente con la ubicación de muestras petrográficas y sedimentos recolectados se presentan en los mapas adjuntos al presente informe. Es necesario indicar que al momento de efectuar el presente reporte técnico no se dispone de láminas delgadas o resultados de análisis geoquímicos y por lo tanto es posible que las interpretaciones realizadas en el mapa, en el futuro puedan tener alguna variación cuando se tenga el respectivo análisis microscópico.

Este informe al igual que otros indica la descripción por fajas de travesías realizadas, las cuales definen divisiones litoestratigráficas mayores, pero en edades todavía dudosas, presentándose dificultad de interpretación en zonas de cobertura volcánica reciente o en zonas de rocas plutónicas post-cretácicas que a menudo son extensas en dimensión.

2.2 Corte geológico Santa Teresita-Río Arenillas

Esta travesía se realizó desde la población de Santa Teresita, luego para seguir aguas arriba por la Quebrada Esmeraldas y finalmente tomar el Río Arenillas, por la margen izquierda, hasta muy cerca del Río Cruzado, siendo este sector de bastante complejidad para realizar una interpretación geológica regional, es así que se ha dividido esta travesía en las siguientes fajas provisionales:

2.2.1 Faja Occidental: metavolcánicos Alao-Paute

Desde Santa Teresita hasta la Quebrada Ramos Lomo existe una secuencia de metavolcánicos verdes pobremente expuestos pertenecientes a la faja Alao-Paute, en parte cubierta por rocas volcánicas recientes pleistocénicas de la Formación Tarqui, esta secuencia de rocas consiste principalmente de rocas verdes masivas a esquistosas, en algunos casos estas rocas verdes contienen un buen porcentaje de cuarzo, el tectonismo de estas rocas aumenta cada vez hacia el este, el clivaje en estas zonas tiene rumbos de Cordillera e inclinaciones medianas al oeste, como podemos ver en el Mapa geológico No. 1.

2.2.2 Zona de rocas semipelíticas y rocas verdes

Desde el punto anterior, hasta más o menos una buena parte de la Quebrada Esmeraldas, se ha podido observar un cambio en la litología, primero con la existencia de rocas miloníticas en la unión de la Quebrada Huabisay y el Río Collay, donde están expuestos excelentes afloramientos de rocas verdes con bastante tectonismo, a partir del cual hacia el este podemos observar la existencia de cuarcitas y filitas negras, las primeras son grises y las segundas se presentan grafitosas con un grado tectónico alto, es así que podemos ver que estas rocas se presentan plegadas en varias direcciones y en algunos casos se pueden ver pliegues en forma de "S" (?).

Existen muy buenos afloramientos de milonitas como ya lo habíamos manifestado, en la unión de la Quebrada Huabisay con el Río Paute (informes anteriores, 1987) y también existe una milonita cuarzosa en la unión de los Ríos Martirio y Esmeraldas (CRFV-378 y CRFV-552). El tectonismo es fuerte, es así que no existe una orientación definida para la dirección de foliación en lo que corresponde al sector este.

2.2.3 Faja semipelítica

En la parte más alta de la cordillera, no existen buenos afloramientos expuestos, teniendo más bien una cobertura volcánica reciente la que ha impedido obtener datos estructurales y su respectiva correlación tectónica, es así que desde los nacimientos de la Quebrada Esmeraldas y el Río San Juan en primera instancia se ha considerado que inicia la faja semipelítica, la misma que está directamente relacionada a la división Loja desde el punto de vista regional.

El cruce desde la Quebrada Esmeraldas hasta el Río Cruzado, siguiendo la margen izquierda del Río Arenillas se realizó abriendo trocha y destapando en casos pequeños afloramientos, lo que dificultó el tener una mayor información geológica-estructural.

La litología en este sector consiste de cuarcitas impuras y filitas grafitosas existiendo pequeños afloramientos de filitas verdes y niveles de caliza. En la unión del Cruzado con el Arenillas existe una roca verde (CRFV-521) la misma que podría tratarse de un esquisto verde con cuarzo.

Esta secuencia está marcada por un clivaje S1 con inclinaciones fuertes y rumbos de Cordillera (aproximadamente N-S). Se puede ver clivajes de crenulación en la Quebrada Huagrarancho (pequeño afluente de la Quebrada Esmeraldas), donde existe también la presencia de sericita, siendo el único sector donde se pudo ver un segundo clivaje bien desarrollado. Es importante indicar que han sido estudiados los rodados de la mayor parte de ríos y quebradas existentes pudiendo observarse rodados de milonitas en el Río Tingas.

2.2.4 Rocas volcánicas-intrusivas

La existencia de bloques rodados en los Ríos Collay y Martirio de rocas volcánicas e intrusivas recientes, fue debido a la existencia de buenos afloramientos en el Cerro Caricollay, siendo estas rocas muy similares a las del Cerro Negro, estos tratan de un pórfido con hornblenda y biotita (monzonita) siendo común encontrar pirita diseminada, este intrusivo se presenta no deformado, el contacto de este pórfido ha sido delimitado en base a fotogeología.

Existen también rocas volcánicas recientes, principalmente tobas, las que están cubriendo en buena parte los sectores occidentales, estos volcánicos pertenecen a la Formación Tarqui.

2.3 Laguna Maylas-La Merced y Principal-Río de la Burra Playa

Para realizar esta travesía en el caso de Maylas-La Merced se efectuó siguiendo aguas abajo por el Río Culebrillas Chico, para luego llegar a la unión del Río Pilares, desde este punto no se pudo continuar por el curso del mismo por factores climáticos, es así que desde la unión del Pilares con el Chorro Blanco se continuó para tomar el punto anterior. Para el estudio geológico del Río de la Burra Playa se partió desde la población de Principal hasta la Quebrada Huigra, desde este punto se pudo seguir por la margen derecha del Río de la Burra Playa hasta su nacimiento, distinguiéndose las siguientes divisiones litoestratigráficas (Mapa No. 1):

2.3.1 División Alao-Paute

Al momento no se dispone de láminas delgadas de estos sectores, es por esto que la identificación de las rocas fue macroscópica.

En la Quebrada Trenza están expuestos afloramientos de esquistos verdes, filitas verdes y en ocasiones cuarcitas, en algunos casos la filita tiene bastante sílice, en cambio que los esquistos y cuarcitas se presentan masivos, más al sur en el Río Shio y en la confluencia de los Ríos de la Burra Playa y Minas se pudo observar metavolcánicos masivos con ligeros clivajes. En general el clivaje en estas zonas tiene rumbos de cordillera con buzamientos al oeste relativamente suaves, en estas zonas no se ha podido observar clivajes de crenulación.

2.3.2 Zona tectónica (granito gneis-semipelitas)

Estas rocas no se encuentran bien expuestas debido a una fuerte meteorización y a la cobertura volcánica reciente, esto impide que se tenga una idea más clara acerca de las áreas de estudio. En los lugares donde existen afloramientos de rocas, éstas están fuertemente alteradas y a veces intercaladas con rocas semipelíticas y rocas verdes (metavolcánicas). En todo caso, esta faja consiste de gneises con biotita con o sin moscovita, algunos de los cuales contienen fenocristales de feldespato de 2-3 cm por ejemplo un afloramiento al noreste de la Laguna Maylas donde se pudo ver augens de cuarzo-feldespato. Se pudo ver también granito moscovítico masivo y foliado como el caso del afloramiento del Río Pilares en la unión con el Culebrillas.



También pudimos observar este granito gneis con cuarzo azul, pero bastante meteorizado en el camino que conduce hacia el Río de la Burra Playa. Si tenemos en cuenta que en la comisión anterior se encontró un cuerpo similar en la parte norte o sea en el Río Collay, estos datos han permitido tener una idea clara de la existencia de este cinturón, el mismo que actualmente se lo denomina como los granitos del Conjunto Tres Lagunas.

Sin embargo, estos cinturones de roca indican sectores de alto grado de tectonismo, estas rocas han sido intensamente deformadas del batolito granítico/granodiorítico.

La formación de estas rocas normalmente se encuentra asociada a una colisión siendo de mucho interés para el Proyecto. Al igual que en la faja anterior el rumbo de la esquistosidad de estos granitos es de aproximadamente N-S, teniendo inclinaciones al oeste medianamente fuertes.

Dentro de este cinturón se pueden observar rocas semipelíticas, las mismas que en ciertos casos indican dos deformaciones, la implicación regional de esta secuencia de granitoides se explica posteriormente en este informe.

2.3.3 Faja semipelítica

Al este de la faja granito-gneis se encuentra la secuencia monótona de rocas semipelíticas y en sectores rocas verdes pudiendo tratarse de metavolcánicas.

El sector expuesto de esta faja consiste de una secuencia de cuarcitas de grano medio a fino, blancas, en casos grises, además filitas pudiendo ser éstas feldespáticas, grafíticas o cuarzosas, en el norte de la Laguna Maylas existe una secuencia de cuarcita con niveles de calcita (CRFV-557), además dentro de esta faja se pudo observar cuarzo en forma de vetas.

Existen lugares como el caso de las cabeceras del Río Arenillas, donde existen filitas verdes y metavolcánicas junto con cuarcitas y filitas grafitosas las que podrían derivarse de una secuencia continental.

En los sectores expuestos de esta faja la secuencia tiene rumbos de cordillera con buzamientos al este, el clivaje S2 es dominante y bien desarrollado, especialmente en las filitas, más al este la secuencia se vuelve horizontal y con buzamientos suaves.

2.3.4 Rocas volcánicas

La existencia de rocas volcánicas en el Río Culebrillas y en el Río Pilares (en forma de columnas) es dominante en el corte realizado por el Río Pilares existiendo pocos afloramientos de rocas metamórficas.

Esta secuencia trata de rocas volcánicas félsicas y no deformadas, las que en algunos casos contienen pirita diseminada.

2.3.5 Geología Económica

Se ha bateado en la mayor parte de las quebradas y ríos existentes en cada uno de los cruces, encontrándose buenos indicios de oro, en un afluente de la Quebrada Esmeraldas, en el Río Arenillas, Río Collay (unión de los Ríos Pilares y Collay) al igual que en la parte baja de la Quebrada Trenza. Existen además trabajos antiguos que actualmente se están reactivando en el Río Culebrillas Chico, se ha bateado en el nacimiento del Río de la Burra Playa sin tener resultados positivos, en todo caso, por información de los habitantes de la población de Principal existen trabajos mineros que se están efectuando en el Río de la Burra Playa muy cerca de la unión con el Río Minas.

Hasta el momento todavía queda en duda el origen del oro del Río Collay, es por esto que en el futuro se efectuarán trabajos de muestreo de sedimentos fluviales y pesados para clarificar la idea de su origen.

La existencia de indicios de pirita también es importante, como en el caso de la unión de los Ríos Culebrillas.

2.3.6 Conclusiones

La geología en la parte norte del Mapa No. 1, adjunto al presente informe es bastante compleja, es por esto que es necesario un mayor estudio geológico a detalle, y el respectivo estudio de láminas delgadas, para así definir zonas o fajas litoestratigráficas para en lo posterior tener un concepto regional.

2.4 Camino nuevo entre Loja-Saraguro (San Lucas)

En este corte fueron examinados todos los afloramientos expuestos a lo largo del camino recientemente abierto entre San Lucas, que se encuentra al sur de Saraguro, y Loja.

Al momento los mapas topográficos que deben presentar la localización exacta del nuevo camino, no se encuentran disponibles y se enfatiza en el hecho de que la línea de carretero en el mapa No. 2, únicamente es aproximada. En general, los afloramientos de rocas metamórficas son esporádicos, pero como se explicará posteriormente, la génesis del área podría tener importantes implicaciones regionales.

2.4.1 Geología

Hacia el margen occidental de la cuenca Loja, se encuentran expuestos relictos de rocas semipelíticas, las mismas que pertenecen a la división Loja (ver informes del Proyecto, 1987). Hacia el oeste, sin embargo, éstas se encuentran remplazadas por gneises de granitoide biotítico con o sin moscovita, de grano medio y fuertemente foliados. También se encuentran presentes esquistos cuarzo-feldespáticos de color obscuro, ricos en biotita; los contactos entre la división Loja, de bajo grado, y las rocas gnéisicas, de grado más alto, no se encuentran expuestos, pero en ambos casos las lecturas estructurales son un poco anómalas ya que ellas son un tanto oblicuas con relación al rumbo normal de la Cordillera.



El límite occidental de los gneises, en el área de la Quebrada Cachipamba probablemente corresponde a una falla principal la que se encuentra asociada con cizallamiento y silicificación extensivos. Al noroeste de la Quebrada Cachipamba las exposiciones a lo largo del camino consisten de rocas volcánicas meteorizadas de la Formación paleocénica Sacapalca (Hoja geológica Loja, No. 56) y hacia el norte el camino cruza parte del plutón San Lucas, el mismo que ha sido datado por varios investigadores dando edades de 53 a 66 Ma (datos resumidos en los Informes Anuales de 1987 y 1988).

Al este y norte de Santiago, el nuevo camino sigue el contacto entre el plutón San Lucas y lo que se asume son sus volcánicos relacionados, de los cuales probablemente ambos son equivalentes en edad a la Formación Sacapalca.

Al noroeste de San Lucas, en las Quebradas Gulag y Purón, y al oeste del plutón San Lucas la presencia de rocas semipelíticas de bajo grado ha sido confirmada, y éstas pueden ser correlacionadas con litologías similares, las que se encuentran expuestas al norte a lo largo del camino principal, el que lleva a Saraguro (ver el Informe de la travesía Saraguro-Loja, 1986).

2.4.2 Consideraciones regionales

Los gneises que se encuentran expuestos a lo largo del nuevo camino a Loja son similares a aquellos que ocurren en el área cerca de Solamar (ver Informe de la travesía Saraguro-Loja, 1986).

En otros sectores los gneises de la Cordillera, que pertenecen al conjunto Tres Lagunas (ver el Informe Anual del Proyecto Cordillera Real, 1988), están ampliamente diseminados y por el momento los “gneises de Loja” se encuentran asignados tentativamente a este conjunto. Se debe puntualizar, sin embargo, que ciertas características del conjunto Tres Lagunas aún tienen que ser identificadas en los “gneises de Loja” y no se debe descartar la posibilidad de que estas rocas puedan representar a un basamento de la división pre-Loja.

En nuestra travesía anterior a lo largo del antiguo camino Saraguro-Loja, las filitas pelíticas y grafíticas de bajo grado que ocurren al norte de San Lucas se consideraron como parte de la división Loja (ver el Informe Anual del Proyecto Cordillera Real, 1987), como se presenta en el Mapa No. 2, el límite occidental de los “gneises de Loja” corresponde a una falla y la extensión NNE de esta línea está representada por un fuerte lineamiento foto geológico. Si, como se asegura, esta línea tiene significado regional y realmente define el margen occidental de la división Loja y/o del conjunto Tres Lagunas, entonces en términos regionales correspondería al frente Baños. Las rocas metamórficas que se encuentran al oeste de esta línea, esto es aquellas al norte de San Lucas, deberían por lo tanto corresponder a la división Alao-Paute.

Se requerirá de trabajo más detallado para confirmar esta posibilidad. También será necesario el llevar a cabo chequeos de campo, mapeo posterior para descubrir la verdadera naturaleza de los “gneises de Loja” y en particular para estudiar su relación de contacto con la división Loja, la que en otros lugares se encuentra intruida por el conjunto Tres Lagunas.



2.5 Loja-cuenca de Malacatos-Quilanga

Como parte de nuestro programa de investigación en la naturaleza de las rocas metamórficas de la Cordillera Real, se llevaron a cabo rápidos reconocimientos de campo a lo largo de varios caminos secundarios que existen en el área de la cuenca de Malacatos.

Basándose en travesías geológicas anteriores se considera que parte de la Cordillera Real podría estar compuesta por rocas semipelíticas y pelitas de bajo grado de la división Loja (ver Informe Anual del Proyecto Cordillera Real, 1987), y como se puede ver, partiendo del mapa No. 3 estos tipos de rocas son con certeza dominantes.

Sin embargo, varios cuerpos de ortogneis biotítico con o sin moscovita también se encuentran presentes, como por ejemplo al norte de la Cordillera donde ocurren ortogneises muy similares (ver informes previos de travesías realizadas por el Proyecto) y existe muy poca duda de que los gneises del área de la cuenca de Malacatos representen la continuación al sur de esta misma faja. El conjunto de estos plutones, los que con frecuencia se encuentran intensamente deformados, se los denomina como el conjunto Tres Lagunas (ver Informe Anual del Proyecto Cordillera Real, 1988) y ellos están intruyendo y por lo tanto son posteriores a la división Loja. Evidencia de láminas delgadas y datos preliminares de isótopos-Sr obtenidos en el conjunto Tres Lagunas indican que estos plutones son granitos “tipo-S” y se derivaron del deshielo de la corteza continental.

El significado de dicho granitoide de la Cordillera Real del Ecuador es doble:

En primer lugar, en otros sitios del mundo los granitoides “tipo-S” se consideran como relacionados a colisión y se piensa que están conformados por anatexia de material predominantemente continental, en los niveles más profundos de los gruesos cúmulos de corteza, por lo tanto, la presencia de estos granitos tipo-S en la mayor parte de la Cordillera Real, sugiere que este segmento de los Andes Septentrionales ha sido afectado por un evento colisional más grande. En el área alrededor de Sigsig/Principal al norte (ver informes previos de travesías realizadas por el Proyecto), el límite occidental tanto de la división Loja como del conjunto Tres Lagunas, está definido por una zona tectónica más amplia, denominada el frente Baños (Aspden et al., 1987). La presencia del conjunto Tres Lagunas en la parte sur de la Cordillera Real significa que ahora estamos en posibilidad de seguir la continuación del frente Baños en esta área, donde se considera que es aproximadamente equivalente a la falla Las Aradas.



En segundo lugar, el conjunto Tres Lagunas tiene un interés económico potencial; en particular la mayor parte de la provisión mundial de estaño (y en menor grado tungsteno) se deriva de granitos "tipo-S" (por ejemplo, Malasia, Indonesia, Tailandia). Aunque es prematuro hablar en términos de una faja de Sn/W principal, es interesante notar que ésta es la única ocurrencia de metales conocida con anterioridad en Ecuador (esto es la Mina Peggy, Sigsig; y al oeste de Saraguro), los que están genéticamente relacionados al conjunto Tres Lagunas. Similarmente, greisens turmalinizados existen al este de Gima (ver Informe Anual del Proyecto Cordillera Real, 1988), los granitos están turmalinizados existiendo también bloques pegmatíticos de turmalina, los que fueron observados en diferentes plutones del conjunto Tres Lagunas en el área de la cuenca de Malacatos (ver Mapa No. 3). Se requiere de trabajos a detalle para determinar el potencial económico del conjunto Tres Lagunas, sin embargo, dicho trabajo deberá ser llevado a cabo en primer lugar por INEMIN para poder tener acceso a lo que podría ser un importante recurso estratégico.

2.6 Valladolid-Porvenir

Al este de Valladolid, en el camino que lleva a Porvenir está expuesta una importante sección a través del margen oriental del basamento de Sabanilla, el mismo que en esta área consiste de gneises biotíticos con o sin moscovita generalmente con buzamiento fuerte a moderado y greisens de anfíbol con o sin biotita, como indica el Mapa No. 4. Los márgenes de este complejo corresponden a los lineamientos bien definidos en imágenes satelitales y en este sector se puede ver que hacia el contacto los basamentos de gneises más antiguos tienen buzamientos relativamente suaves hacia el oeste (aproximadamente de 30° a 35°) y que ellos han sido sobrecorridos sobre una unidad metasedimentaria dominante de grado más bajo al este. Cantidades menores de volcánicos más jóvenes (cenozoicos?) los que contienen bloques de caliza recristalizada de varios metros de alto se encuentran presentes a lo largo del contacto al este.

Las exposiciones a lo largo del camino son muy pobres, pero indicios de bloques rodados sugieren que, hacia el este, las litologías consisten principalmente de metasedimentos de bajo grado, los que no incluyen únicamente cuarcitas y filitas, sino también, importantes horizontes de mármol. Estos últimos tipos de roca se encuentran espectacularmente bien desarrollados al oeste de Porvenir, donde forman bordes prominentes con típicas características kársticas.

Además, al oeste, donde el camino cruza el Río Numbala, los afloramientos de brechas masivas sedimentarias las que contienen interestratificaciones de filitas delgadas ocasionales han sido observados.

Un examen inicial (muestras de mano) de estas brechas sugiere la presencia de clastos metamórficos de bajo grado de composición semipelítica, y por lo tanto datos de la existencia de un basamento metamórfico más antiguo de bajo grado.

Hacia Porvenir, los afloramientos de cuarzomonzonita biotítica (?), con o sin hornblenda han sido estudiados. Los contactos entre este plutón y los metasedimentos al oeste no fueron observados, pero el plutón se considera que intruye posteriormente. Es común encontrar bloques rodados, aunque silicificados, en los riachuelos a lo largo del camino, mientras uno se acerca a sus márgenes.

Regionalmente el plutón "Porvenir" se piensa que representa la extensión al norte del batolito del Río Mayo. Muestras útiles para estudio geocronológico fueron recolectadas para probar esta hipótesis.

2.6.1 Geología Económica

2.6.1a No metálicos: la abundante cantidad de mármoles que se encuentra presente podría tener un interés comercial. El muestreo podría ser llevado a cabo para determinar su utilidad, por ejemplo, en la fabricación de cemento.

2.6.1b Metálicos: los pobladores batean oro río arriba en El Porvenir, pero estas áreas no fueron visitadas.

Cantidades menores de galena fueron observadas en los mármoles que ocurren inmediatamente al este de Sabanilla.

2.6.2 Complejo de basamento

Consideraciones regionales: estructuralmente la secuencia de metasedimentos que se encuentra al este del complejo de basamento de Sabanilla se considera que pertenece al Oriente. El nivel de exposición no nos permite subdividir de una manera precisa estas rocas en este momento, por lo tanto, se les ha dado un nombre informal y en el futuro se las denominará como las rocas metamórficas "más antiguas de la faja Oriental" (ver Informe Anual del Proyecto Cordillera Real, 1988).

Como se indicó antes, se piensa que las rocas están intruidas por la extensión al norte del batolito del Río Mayo y por lo tanto se las considera que son de edad pre-Triásica. Se debe notar que en la hoja geológica publicada escala 1:100000 (Las Aradas), estas rocas no son diferenciadas de los gneises de mayor grado del complejo de basamento de Sabanilla.

Hacia el sur, al este de Zumba, rocas semipelíticas de bajo grado y mármoles se encuentran presentes en el Río Isimanchi (ver Mapa No. 6). A estas rocas se las asigna tentativamente a la división metamórfica más antigua de la faja Oriental.

2.7 Chito-La Cruz

Desde hace mucho tiempo existen trabajos auríferos al SE de Zumba y al momento se está llevando a cabo prospección geoquímica detallada bajo un acuerdo entre Cyprus Minerals y Sacha Curi, en parte de esta zona. Atendiendo a una invitación realizada para observar esta operación se trabajó algunos días en el área al norte y al este del Mapa No. 5. Además, se realizó un rápido reconocimiento geológico de los afloramientos expuestos a lo largo de varios caminos al este de Zumba.



Los detalles de las observaciones geológicas-estructurales realizadas en las áreas antes mencionadas se presentan en el mapa de travesía adjunto (ver Mapa No. 5). Los datos al sur de La Cruz, entre el Río Chinchipe y el Río San Francisco, están basados en trabajo de campo llevado a cabo por el Ing. Napoleón Báez.

2.7.1 Geología

Geológicamente el área entre el Río Mayo al oeste y el Río San Francisco al este, el que define la frontera entre Perú y Ecuador, es relativamente simple. Al oeste predominan rocas del batolito del Río Mayo mientras que al este dominan rocas volcánicas.

No se encuentran disponibles análisis químicos ni información de láminas delgadas en este momento, por lo tanto, la siguiente descripción está basada únicamente en identificación de especímenes de mano. El batolito de Río Mayo es un plutón compuesto, pero el principal tipo de roca encontrado consiste de una tonalita hornblenda biotítica de grano fino a medio, la que se encuentra bien expuesta en el Río Mayo. Al este de La Cruz, afloramientos alterados de granodiorita media a gruesa se encuentran presentes, pero estos no se han diferenciado en los mapas de travesías que se adjuntan.

Se considera que los volcánicos son principalmente de composición andesítica. Generalmente son alterados, pero afloramientos frescos son típicamente de grano fino y de color azul-verde, pero incluyen tanto el tipo feldespático porfirítico como hornblenda porfirítica. Brechas volcánicas y subvolcánicas silicificadas/feldespatizadas y piritizadas se encuentran presentes en el Río Afiladeros. En otras zonas de cuarzo-feldespato con o sin pirita ocurren dentro de los volcánicos y posiblemente se encuentran relacionados a la alteración (epitermal) de baja temperatura.

Además de rocas volcánicas y plutónicas ocurren cantidades menores de cuarcita en forma de bloques rodados en un pequeño tributario sin nombre, del margen izquierdo de la Quebrada Afiladeros. No se observaron afloramientos, pero la cuarcita es bastante pura, de color blanco y se encuentra sin metamorfismo. Un examen de las fotografías aéreas del área de San Francisco muestra que inmediatamente al este en Perú, los volcánicos se encuentran sobreyacidos con fuerte discordancia por probables sedimentos (ver Mapa No. 5), mientras que obviamente no es posible visitar estos afloramientos, bloques rodados de cuarcita han sido reportados provenientes de ríos que fluyen en estas áreas. El bloque de cuarcita encontrado en la Quebrada Afiladeros se considera que representa la continuación al oeste de estas cuarcitas y con un mapeo más detallado es probable que relictos más pequeños sean localizados. La importancia de estas cuarcitas se deriva del hecho de que en otros lugares del Ecuador la Formación Hollín se caracteriza por litologías similares y, si en realidad estas rocas son equivalentes a la Formación Hollín, entonces este lugar no ubica únicamente una edad mínima en los volcánicos del área Chito-La Cruz, sino que también tiene importantes implicaciones paleogeográficas en la cuenca Oriente.



Al oeste de Río Mayo y expuesta a lo largo del camino que lleva a La Chonta existe una serie de rocas dominantemente subvolcánicas félsicas y/o ácidas fuertemente alteradas, las que comúnmente incluyen pórfidos. En ausencia de determinación de edades, a estas rocas se las considera tentativamente como más jóvenes que el batolito del Río Mayo y podrían estar relacionadas a fallas marginales a lo largo del margen oriental de la cuenca Terciaria Zumba.

2.7.2 Edad del batolito del Río Mayo y los volcánicos de Chito-La Cruz
Al momento se encuentra disponible una única determinación de edad para el batolito Río Mayo. Muestras recolectadas al norte a lo largo del camino Palanda-Zumba definieron una isócrona de 5 puntos y entregaron una edad de 144 ± 35 Ma (Rundle, 1986). El amplio error en esta datación se debe a la poca difusión de Rb-Sr y por lo tanto estudios posteriores serán necesarios para poder confirmar estos datos.

La relación entre el batolito de Río Mayo y los volcánicos que ocurren al oeste, es desconocida, pero de forma tentativa se los considera como pertenecientes al mismo ciclo volcánico-plutónico. Muestras tanto del batolito del Río Mayo como de los volcánicos fueron recolectadas para determinación de edades y se espera que estas muestras puedan resolver los problemas.

2.7.3 Geología económica

2.7.3a Oro: oro aluvial se encuentra ampliamente extendido a través del área y se encuentra comúnmente trabajado por los pobladores. Muestras bateadas son típicamente de grano fino y son pálidas, probablemente debido a su alto contenido de plata.
Aunque al momento no es posible decir si todo el oro aluvial se deriva de una única "fuente", parece que muchos de los riachuelos más pequeños, los que fluyen exclusivamente de los volcánicos contienen oro. Actualmente han sido localizadas zonas significativas de bajas temperaturas de alteración dentro de los volcánicos y éstas contienen tanto oro libre y/o pirita aurífera.

2.8 Área al este de Zumba
Inmediatamente al este de Zumba, dos pequeños afloramientos de serpentinita y rocas ultramáficas relacionadas ocurren a lo largo del camino principal el que lleva a Isimanchi. Hacia el este, semipelitas de bajo grado fuertemente deformadas se encuentran presentes y varios bloques de mármol fueron observados a lo largo del camino que sigue hacia el flanco este del Río Isimanchi (ver Mapa No. 5).

Las exposiciones a lo largo de los dos caminos que llevan al este de Zumba hacia el Río Zumba Yacu y el Río Mayo se encuentran fuertemente alteradas, pero parece que consisten ampliamente de volcánicos/subvolcánicos félsicos los que posiblemente se encuentran relacionados a la cuenca Terciaria de Zumba.



La edad de las serpentinitas no es conocida, pero ambos afloramientos se encuentran a lo largo de un lineamiento fotogeológico fuerte con dirección N-S. Ellos están tentativamente asignados como de edad Terciaria, pero es igualmente posible que sean anteriores a la formación de la cuenca Zumba.

La secuencia de semipelitas y mármoles es probablemente más antigua, ya que aparece intruida por el batolito del Río Mayo.

2.8.1 Geología Económica

2.8.1a No metálicos: aunque un poco aislados, los mármoles que ocurren al sur de Isimanchi podrían tener interés comercial. La producción a pequeña escala de limo, particularmente para ser utilizado en agricultura, podría parecer una posibilidad obvia, en vista de la abundancia local de madera.

2.8.1b Metálicos: cantidades menores de hematita están presentes en cuarzo que se encuentra en zonas de cizalla, asociadas con la falla principal con dirección N-S al este de Zumba.

Ing. Francisco Viteri S. Dr. John Aspden

PROYECTO CORDILLERA REAL

ADJ. 5 Mapas de travesías geológico-estructurales

INEMIN INSTITUTO ECUATORIANO DE MINERÍA

No. 3270

QUITO, JULIO 01, 1987

PARA : GERENTE TÉCNICO

DE : INGS. RAMIRO BERMÚDEZ y FRANCISCO VITERI

ASUNTO : Informe de comisión (Programa de dataciones)

SUMARIO:

El presente Informe de las comisiones efectuadas del 4 al 14 de mayo de 1987 y del 25 de mayo al 9 de junio de 1987, por referirse a un mismo tema, se las resume en un solo informe.

El Programa de Dataciones previsto para los meses de mayo a junio, se lo cumplió al ciento por ciento; para lo cual se requirió de dos comisiones (sector norte y sur del país), durante las cuales se recolectaron alrededor de 221 muestras pertenecientes la mayor parte a rocas intrusivas (cuerpos), utilizándose para una mejor toma de muestras "frescas", dinamita semexa al 65% (50 tacos), fulminantes eléctricos (49), cable eléctrico y una motoperforadora Pionjar 120.

Las muestras obtenidas provienen de los siguientes cuerpos: metaplutón de Pimampiro, ortogneis de Chingual y Sacha, anfibolita de Papallacta, granito de Abitagua y Azafrán, intrusivo de Zamora, plutón de San Lucas y Catamayo, etc.

De cada una de las comisiones se adjunta el listado detallado de las muestras recolectadas (Anexo 1A y 1B); y una lista del sumario de rocas recolectadas (Anexo 2) para este programa, la cual también incluye el tipo de estudio que se realizará (Londres): isócronas, y determinaciones de edades utilizando los métodos K-Ar, Rb-Sr y Sm-Nd (excepcionalmente).

1. INTRODUCCIÓN

1.3 Objetivo
Cumplir con el Programa de Dataciones en la Cordillera Real previsto para este trimestre (II).

1.2 Personal asignado
Se contó con la valiosa participación del siguiente personal perteneciente tanto al Proyecto como al Instituto, así:

Ing. Ramiro Bermúdez	INEMIN
Ing. Francisco Viteri	INEMIN
Dr. John Aspden	ODA/BGS
Sr. Bolívar Revelo	Asistente/ INEMIN
Sr. Manuel Célleri	Perforista/ INEMIN
Sr. Kerley Jurado	Chofer/ INEMIN
Dr. C. C. Rundle	Perito geocronologista, perteneciente a la Misión Británica, encargado de realizar los estudios para determinar las edades.

Los dos Jeeps Land Rover AT-0068 y AT-0056, se utilizaron como transporte

1.3 Localización
A lo largo de la Cordillera Real del país.

2. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para cada una de las comisiones se utilizó la siguiente metodología:

(a) Recolección de muestras (sitios predeterminados en el campo):

- Toma de muestras: archivo proyecto y para Londres (Lab. Chillogallo).
- Trituración (molienda) de las rocas: polvo fino y para separación.

(b) Separación de minerales:

- Tamizado de la molienda: mallas 16-30/30-60/60-120.
- Lavado de la muestra (agua destilada) y secado (horno).
- Separación de minerales por medio de líquidos pesados (bromoformo, etc.).



- Lavado con acetona (minerales pesados: hb, bt, mosc, etc.) y secado.
- Separación de minerales magnéticos (magneto de mano).
- Pesada de la muestra y colocado en su funda respectiva.

Es necesario recalcar el trabajo eficiente realizado por el personal de los laboratorios de Chillogallo: Srs. Germán Casanova, José Rodríguez (trituración y molienda), y el Sr. Guillermo Erazo (separación de minerales pesados).

3. GEOLOGÍA

La recolección de las rocas para este programa se las tomó de las diversas geotravesías ejecutadas durante el primer año por el Proyecto en la Cordillera Real, así: Tulcán-La Bonita, Papallacta-Baeza, Baños-Puyo, Salcedo-Tena, Guamote-Huamboya, Laguna de Cubillín, Saraguro-Loja, Catamayo-Loja-Zamora, Loja-Zumba, Sigsig-Mina Peggy y Gualaceo-Plan de Milagro-Limón.

Las muestras requeridas para este estudio debían cumplir con dos requisitos: primero ser lo más representativas de los diversos cuerpos intrusivos y metamórficos y, segundo lo más "frescas". Se visitaron los siguientes cuerpos:

- El metaplutón de Pimampiro: aflora por el camino a Monte Olivo y en el sector de Chuga, la roca es un ortogneis, con cristales de hornblenda, biotita y moscovita.
- Ortogneis de Sacha: aflora por el camino Sta. Bárbara-El Playón, la roca predominante es un ortogneis biotítico. Existen también bloques de paragneis biotítico y de ortogneis hornbléndico granitoide.
- Ortogneis de Chingual: es el más prominente del sector El Playón-La Bonita, en el contacto SE esta faja de ortogneis contiene biotita y hornblenda por alrededor de 100 m.
- Anfibolita de Papallacta: localizada en la vía Baeza a pocos metros de la población, la roca es de coloración obscura con presencia de cuarzo azul, hornblenda y biotita, epidota y sulfuros diseminados.
- Intrusivos de Azafrán y Abitagua: el intrusivo de Azafrán, se lo encuentra en el camino Baños-Puyo, es un cuerpo de grano medio a grueso, contiene cuarzo, epidota y clorita/biotita.

  El Granito de Abitagua aflora en el tramo Baños-Puyo y Baeza-Tena, las muestras pertenecientes a este intrusivo fueron recolectadas de los dos sectores.



- Intrusivo de 'Magtayán' (Laguna de Magtayán): este cuerpo se halla localizado en el sector de Osogoche, las muestras se obtuvieron de unos grandes bloques de color gris claro con grandes cristales de hornblenda con venas centimétricas de epidota (?).

- Se tomaron muestras de esquistos y gneis que contienen granates tanto a la salida del túnel antiguo (vía Baños-Puyo), como a unos 50 a 80 m antes del puente nuevo sobre el Río Pastaza.

- En lo que corresponde al sur del país: primeramente, se realizó la toma de muestras en la Mina Peggy, las mismas que se tratan de un pórfido silicificado?, con contenido principalmente de cuarzo azul.

- Del corte Gualaceo, Plan del Milagro, Limón se tomaron muestras en el puente para cruzar el Río San Francisco correspondientes a lavas del Grupo Paute.

- En el camino de Guadalupe-La Paz se tomaron muestras para realizar una isócrona en el extremo noroccidental del Batolito Zamora, en este sector la variedad de rocas intrusivas es significativa, pudiéndose notar granodioritas con hornblenda y biotita, diques de felsita, diorita y tonalitas.

- Se realizó un nuevo muestreo del Batolito de Zamora en el carretero en construcción que conduce de Zamora-Congüime-El Cóndor es decir en el extremo nororiental de dicho batolito; en estos sectores la roca presenta poca variación en lo que se refiere a su composición mineralógica, tratándose principalmente de una tonalita con hornblenda y biotita, así también se tomó muestras de diques de felsita y un rodado en la Quebrada Chinapintza de una roca subvolcánica? (pórfido feldespático).

- Finalmente para culminar con el muestreo del Batolito de Zamora se realizó la toma de muestras en la Quebrada Pituca y el Río Jambué al sur del cantón Zamora, tratándose de rodados de algunos metros de diámetro consistentes de granitos biotíticos hornbléndicos, microgranodiorita con hornblenda verde?.

- El complejo gneis-migmatítico de Sabanilla fue muestreado en el carretero en construcción de Loja-Zamora; este complejo presentó una variación tanto en su tipo de roca como en su estructura. Las principales rocas que fueron identificadas y muestreadas son: brecha gnéisica, gneis cuarzoso, migmatita homogénea con cuarzo y feldespato, gneis leucocrático? con cuarzo, feldespato y biotita.



- El complejo de Valladolid, fue muestreado cerca de la población del mismo nombre, se trata de una pegmatita con cuarzo y moscovita, conteniendo además biotita y feldespato, el tamaño de las moscovitas llega hasta 2 cm.

- El Batolito del Río Mayo, fue muestreado en el camino afirmado que conduce de Palanda-Zumba, este intrusivo consiste de una tonalita con hornblenda y biotita variando en algunos casos el contenido de los máficos, así mismo se observó la presencia de xenolitos conteniendo pequeñas vetillas de epidota.

- Plutón de Portachuela: la toma de muestras de este plutón se realizó en el camino en construcción que conduce de Amaluza-Jimbura y Zumba (proyectado) a pocos kilómetros de la frontera con el Perú y consiste principalmente en el extremo sur de rocas subvolcánicas (porfiríticas con biotita?) granito félsico, granodiorita hornbléndica y una tonalita con fenocristales de hornblenda de coloración verdosa.

- El plutón de San Lucas: este plutón conocido por una buena parte de geólogos en el carretero Loja-Saraguro, fue muestreado tanto en afloramientos como en rodados del Río Las Juntas, consiste principalmente de un microgranito, de gneis de aplita, una microtonalita/granodiorita posiblemente con biotita, un gneis biotítico? finalmente una tonalita gnéisica?

- Finalmente, el pequeño plutón denominado de Catamayo fue muestreado en el carretero nuevo que conduce de Catamayo (La Toma) a Loja más exactamente en el filo Gavilanes, consiste principalmente de una tonalita biotítica un poco alterada.



4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

– El programa de dataciones, tal como estuvo previsto se lo cumplió en un ciento por ciento (Cronograma de Ejecución).

– Los trabajos de preparación de las muestras (221), efectuados en los laboratorios de Chillogallo (INEMIN), se lo hizo eficientemente, y el personal que colaboró en la misma, merece el reconocimiento del Proyecto.

– Se compró y utilizó dinamita-semexa al 65% (50 tacos), fulminantes eléctricos (49), cable eléctrico. Una vez contabilizado se hizo la devolución respectiva a la bodega del Instituto.

– Las muestras que se enviaron a Londres serán analizadas para 12 isócronas, K-Ar, Rb-Sr y Sm-Nd. Los primeros resultados se podrían tener para fines del presente año; los cuales son de gran importancia para la marcha del proyecto, que se halla interesado en determinar la evolución compleja de la Cordillera Real.

Ing. Ramiro Bermúdez A. Ing. Francisco Viteri

PROYECTO CORDILLERA REAL

ADJ. Anexos

CC. Misiones Internacionales

